

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie



Kristýna Falátková

Glaciální jezera v Kyrgyzstánu ohrožená průvalem
(případová studie: ledovcový komplex Adygyne)

Glacial outburst lakes in Kyrgyzstan
(Case study: glacier complex Adygyne)

Diplomová práce

Školitel: Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

Praha, 2014

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 15. 4. 2014

Na tomto místě bych chtěla poděkovat svému vedoucímu práce Prof. RNDr. Bohumíru Janskému, CSc. za možnost psát o tomto zajímavém tématu, a svému konzultantovi RNDr. Miroslavu Šobrovi, PhD. za cenné rady a připomínky.

Zadání diplomové práce

Název práce

Glaciální jezera v Kyrgyzstánu ohrožená průvalem (případová studie: ledovcový komplex Adygine)

Cíle práce

Část práce bude tvořit rešerše na téma ledovcová jezera s cílem uvést do problematiky. Dále bude představen současný stav výzkumu ledovcových průvalových jezer v Kyrgyzstánu. Cílem práce bude porovnání výsledků sledování hydrologického režimu jezera Adygine Horní s typickým ledovcovým hydrologickým režimem. Dalším cílem bude zhodnocení vývoje celého ledovcového komplexu za sledované období.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Rešeršní část bude založena na nastudování dostupné literatury týkající se problematiky glaciálních jezer ohrožených průvalem.

Zájmovým územím je ledovcový komplex Adygine nacházející se na severní straně Kyrgyzského hřbetu pohoří Tien Shan. Předpokládá se práce v oblasti jezera Horní Adygine a také v těsné blízkosti čela ledovce Adygine, kde se nachází několik nově vzniklých jezer. Bude provedeno zaměření břehové linie a batymetrické mapování těchto jezer. Dále také bude měřen průtok při různých vodních stavech.

Hlavními datovými zdroji budou dvě české meteorologické stanice a tlaková čidla zaznamenávající výšku hladiny jezer.

Datum zadání:

Jméno studenta: Bc. Kristýna Falátková

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

V souvislosti s měnícím se klimatem dochází na mnoha místech planety k ústupu horských ledovců. Jedním z důsledků je i vznik či zvýšení rizika provalení ledovcových jezer nacházejících se v předpolí čela ledovce. Povodeň způsobená průvalem jezera se často objeví nečekaně a může ohrožovat níže položená sídla. V Kyrgyzské části pohoří Tien Shan se nachází asi 350 jezer, u kterých hrozí riziko průvalu. Dlouhodobě sledované a nebezpečné lokality jsou představeny v této práci. Největší pozornost je věnována lokalitě Adygine, v níž se nachází několik jezer různého genetického typu i stáří. Největší jezero lokality, Adygine Horní, je podrobena detailnějšímu průzkumu s cílem zhodnotit jeho hydrologický režim a potvrdit či vyvrátit spekulace o možnosti provalení tohoto jezera.

Klíčová slova: glaciální jezero, hydrologický režim, ústup ledovce, Tien Shan, Kyrgyzstán

Abstract

In the context of changing climate retreat of mountain glaciers occurs at many places on the planet. One of the consequences is emergence or increase of the outburst risk at lakes situated in front of the glacier terminus. Flood caused by the glacial lake outburst often appear suddenly and can threaten settlements in lower parts of a valley. In the Kyrgyz mountains of Tien Shan there are about 350 lakes at risk of outburst, long-term monitored and dangerous locations are presented in this work. The highest attention is paid to Adygine area where several lakes of different genetic type and age can be found. The largest lake of the locality, the Upper Adygine lake, is subjected to more detailed survey aiming to assess its hydrological regime and to confirm or disprove speculation about outburst possibility of this lake.

Keywords: glacial lake, hydrological regime, glacier retreat, Tien Shan, Kyrgyzstan

Obsah

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Úvod | 11 |
| 1.1 | Úvod do problematiky | 11 |
| 1.2 | Cíle práce | 12 |
| 1.3 | Návaznost na řešené projekty | 12 |
| 2 | Ledovcová jezera | 13 |
| 2.1 | Lokality výzkumu vysokohorských ledovcových jezer | 13 |
| 2.2 | Genetické typy ledovcových jezer | 15 |
| 2.2.1 | Dle umístění ve vztahu k ledovci | 16 |
| 2.2.2 | Dle typu hráze | 16 |
| 2.2.3 | Kombinovaná typologie | 17 |
| 2.3 | Spouštěcí mechanismy průvalu | 20 |
| 2.3.1 | Morénová hráz | 20 |
| 2.3.2 | Ledovcová hráz | 22 |
| 2.3.3 | Hráz tvořena skalním masivem | 24 |
| 2.4 | GLOF | 24 |
| 2.5 | Ledovcový hydrologický režim jezer | 26 |
| 2.6 | Monitoring jezer | 28 |
| 2.6.1 | Dálkový průzkum země | 29 |
| 2.6.1.1 | Satelitní snímkování | 29 |
| 2.6.1.2 | Letecké snímkování | 30 |
| 2.6.2 | Terénní výzkum | 30 |
| 2.6.3 | Postup při detekci rizikových jezer | 32 |
| 2.7 | Vliv změny klimatu na ledovce a ledovcová jezera | 33 |
| 2.8 | Studované lokality Kyrgyzstánu | 35 |
| 2.8.1 | Výzkum jezer KFGG PŘF UK | 41 |
| 3 | Lokalita Adygine | 48 |
| 3.1 | Fyzicko-geografické podmínky lokality Adygine | 48 |
| 3.1.1 | Geologie | 48 |
| 3.1.2 | Geomorfologie | 49 |
| 3.1.3 | Klima | 51 |
| 3.1.4 | Hydrologie | 54 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 3.1.5 | Půda, flóra a fauna | 55 |
| 3.2 | Vývoj ledovcového komplexu Adygine | 57 |
| 3.2.1 | Ledovec | 57 |
| 3.2.2 | Adygine Horní | 59 |
| 3.2.3 | Adygine Dolní | 61 |
| 3.2.4 | Jezera u čela ledovce | 63 |
| 4 | Hydrologický režim jezera Adygine | 66 |
| 4.1 | Data a metody | 66 |
| 4.1.1 | Použitá data | 66 |
| 4.1.2 | Metodické postupy | 69 |
| 4.1.2.1 | Zpracování meteorologických dat | 69 |
| 4.1.2.2 | Zpracování hydrologických dat | 70 |
| 4.2 | Výsledky | 77 |
| 4.2.1 | Kolísání hladiny jezera | 77 |
| 4.2.1.1 | Roční cyklus kolísání | 77 |
| 4.2.1.2 | Denní cyklus kolísání | 82 |
| 4.2.2 | Průtok na výtok z jezera | 85 |
| 4.2.3 | Přítok a odtok z jezera | 90 |
| 5 | Diskuze | 93 |
| 5.1 | Zdroje nepřesností | 93 |
| 5.2 | Ledovcový hydrologický režim | 96 |
| 5.3 | Ledovcový komplex | 97 |
| 6 | Závěry | 99 |
| | Literatura | 101 |
| | Přílohy | 112 |

Seznam obrázků

- Obr. 1. Lokality s průvalovými ledovcovými jezery ve světě.
- Obr. 2. Dva základní způsoby hrazení ledovcových jezer a možné odtokové cesty.
- Obr. 3. Tunel uvnitř ledovce se zaříznutým dnem vzniklým díky obnovení reliktní odtokové cesty, ledovec Ngozumpa, Nepál.
- Obr. 4. Hydrostatický tlak (P) působící na spodní část ledovce v kontaktu s jezerem.
- Obr. 5. Průměrné měsíční průtoky na toku odvodňující nezaledněné, částečně zaledněné a zcela zaledněné povodí.
- Obr. 6. Vývoj denní amplitudy průtoku na toku napájeného tavnou vodou z ledovce.
- Obr. 7. Schéma ukazující dlouhodobý efekt záporné bilance ledovce na jeho objem (b) a na roční odtok z ledovce (c).
- Obr. 8. Výstup metody elektrické odporové tomografie použité na morénové hrázi jezera Imja Tsho, Nepál.
- Obr. 9. Spektrální odrazy typické pro vybrané druhy povrchu, založeno na snímku LANDSAT-ETM z roku 2001, Bhútán.
- Obr. 10. Vlevo: Průměrné změny v délce ledovcových splazů v jednotlivých regionech. Vpravo: Kumulativní hmotová bilance ledovců.
- Obr. 11. Schematická mapa výskytu potenciálně nebezpečných vysokohorských jezer na území Kyrgyzstánu.
- Obr. 12. Jezero Merzbacher (šipka) vzniklé ústupem ledovce Severní Inylčeka (vpravo nahoře), hrazené ledovcem Dolní Inylčeka (dole, pohyb zprava doleva).
- Obr. 13. Dlouhodobý záznam dat průvalů z jezera Merzbacher.
- Obr. 14. Jezero Zyndan po průvalu 2008.
- Obr. 15. Rozmístění potenciálně nebezpečných jezer ve studované oblasti, severní Tien Shan.
- Obr. 16. Termokrasová jezera v čelní moréně hradící jezero Petrova.
- Obr. 17. Jezero Petrova v přímém kontaktu s ledovcovým čelem.
- Obr. 18. Aktivní strž na vnější straně hráze jezera Koltor.
- Obr. 19. Lokalita Adygine – pohled z JZ.
- Obr. 20. Termokrasová deprese a jezero Adygine Dolní.
- Obr. 21. Výřez topografické mapy východní části Kyrgyzského hřbetu a Čujské doliny.
- Obr. 22. Horní část údolí Adygine.
- Obr. 23. Střední část údolí Adygine.
- Obr. 24. Soutok horských toků z údolí Adygine (vlevo) a Testor (vpravo).
- Obr. 25. Průměrné měsíční teploty z meteorologické stanice Ala Arča (2200 m n. m.), průměr z let 2002-2010.

- Obr. 26. Průměrné denní a měsíční teploty vzduchu na lokalitě Adygine (3653 m n. m.), rok 2011.
- Obr. 27. Měsíční úhrny srážek z meteorologické stanice Ala Arča (2200 m n. m), průměr z let 2002-2010.
- Obr. 28. Průměrné měsíční úhrny srážek (P) v závislosti na nadmořské výšce na severních svazích Kyrgyzského hřbetu.
- Obr. 29. Podélný profil údolím Adygine.
- Obr. 30. Příčné profily údolím Adygine.
- Obr. 31. Horská louka v údolí Adygine je využívána pro pastvu dobytka (koně, jaci).
- Obr. 32. Vysokohorské kvetoucí byliny.
- Obr. 33. Vývoj zalednění v údolí Ala Arča mezi lety 1963 a 2003.
- Obr. 34. Rozsah ledovce Adygine v letech 1962, 1988 a 2006.
- Obr. 35. Vertikální profily na ledovcovém splazu Adygine.
- Obr. 36. Batymetrická mapa jezera Adygine Horní vzniklá z měření v roce 2008.
- Obr. 37. Podélný profil hrází jezera Adygine Horní – odporová měření.
- Obr. 38. Batymetrická mapa termokrasového jezera Adygine Dolní.
- Obr. 39. Kolísání hladiny jezera Adygine Dolní od srpna 2012 do července 2013.
- Obr. 40. Denní kolísání hladiny jezera Adygine Dolní z 31. srpna 2012.
- Obr. 41. Ústup čela ledovce a vývoj jezer v letech 2007, 2008, 2012 a 2013.
- Obr. 42. Batymetrická mapa Jezera 3.
- Obr. 43. Kolísání hladiny Jezera 3 od srpna 2012 do července 2013.
- Obr. 44. Kolísání hladiny Jezera 3 v průběhu dne 14.8. 2012.
- Obr. 45. Horní meteorologická stanice na lokalitě Adygine ve výšce 3800 m n. m.
- Obr. 46. Umístění měřících přístrojů na lokalitě Adygine.
- Obr. 47. Vlevo: Průběh teplot naměřených na horní meteostanici (modře), dolní meteostanici (žlutě) a denní průměry teplot naměřené teplotním čidlem minikin (červeně). Vpravo: Korelace hodnot teploty vzduchu z horní (osa x) a dolní (osa y) meteostanice.
- Obr. 48. Měření průtoku na odtoku z jezera Adygine Horní.
- Obr. 49. Příčné profily výtoku z jezera při různých vodních stavech.
- Obr. 50. Konsumpční křivka pro odtok z jezera Adygine.
- Obr. 51. Batymetrická křivka (vlevo) a volumetrická křivka (vpravo) jezera Adygine.
- Obr. 52. Roční průběh kolísání hladiny jezera Adygine.
- Obr. 53. Vývoj úrovně hladiny jezera a teploty vzduchu na podzim roku 2009.
- Obr. 54. Průběh teplot vzduchu z horní meteostanice a úrovně hladiny v období plnění jezera Adygine v roce 2009.
- Obr. 55. Příklady průběhu plnění jezera Adygine z let 2008 (modrá) a 2012 (červená).
- Obr. 56. Denní kolísání hladiny jezera Adygine dne 22. srpna 2010.
- Obr. 57. Denní kolísání hladiny jezera Adygine v srpnu roku 2010.

- Obr. 58. Rozkolísanost hladiny jezera Adygine v průběhu ablační sezóny 2008-2012.
- Obr. 59. Jeden z kanálů povrchového odtokového systému ledovce Adygine.
- Obr. 60. Zpoždění odtoku z ledovce do jezera Adygine Horní pro rok 2008 a 2009.
- Obr. 61. Průtoky na odtoku z jezera Adygine v ablační sezóně, roky 2008-2012.
- Obr. 62. Průběh průtoku (modře) na odtoku z jezera Adygine a teploty vzduchu (červeně) v ablační sezóně roku 2011.
- Obr. 63. Průměrné měsíční průtoky na odtoku z jezera Adygine.
- Obr. 64. Maximální měsíční průtoky na odtoku z jezera Adygine.
- Obr. 65. Minimální měsíční průtoky na odtoku z jezera Adygine.
- Obr. 66. Kumulativní objem povrchového odtoku za roky 2008-2012.
- Obr. 67. Objem přítoku do jezera za jednotlivé měsíce v letech 2008-2012.
- Obr. 68. Procentuální rozložení objemu přítoku za jednotlivé měsíce roku 2010.
- Obr. 69. Denní úhrny srážek za období květen-červenec roku 2012, horní meteostanice.
- Obr. 70. Vývoj průtoku na odtoku z jezera Adygine Horní během ablační sezóny, rok 2011.

Seznam tabulek

- Tab. 1. Morfometrické parametry sledovaných jezer v oblasti Adygine.
- Tab. 2. Kontrolní body - porovnání objemu dle batymetrické mapy a volumetrické křivky.
- Tab. 3. Začátek a doba trvání jednotlivých fází kolísání hladiny pro roky 2007-2012.
- Tab. 4. Parametry poklesové fáze v jednotlivých letech.
- Tab. 5. Parametry popisující plnění jezera Adygine v jednotlivých letech.

1 Úvod

Téma ledovcových jezer ohrožených průvalem jsem si zvolila pro diplomovou práci především proto, že jsem se mu částečně věnovala již ve své bakalářské práci a chtěla jsem ho dále rozvinout. Do teoretické části jsem proto záměrně nezačlenila některé podkapitoly, které jsou již obsaženy v mé bakalářské práci. Navíc se mi díky grantovému projektu GA UK č. 619112 naskytla příležitost zúčastnit se terénního výzkumu v Kyrgyzstánu a získat tak cenné zkušenosti a informace, které jsem využila ke zpracování tohoto tématu.

1.1 Úvod do problematiky

Změny klimatu a jejich projevy představují v současné době jedno z nosných témat hydrologie (Bates et al., 2008; Nijssen et al., 2001; Middelkoop et al., 2001; Dvořák et al., 1997). Za velmi senzitivní indikátory klimatických změn jsou považovány ledovce ve vysokohorských oblastech světa (Li et al., 2007; Zhou et al., 2010; Janský et al., 2011). Mezi takové oblasti patří i severní část pohoří Tien Shan (Gao et al., 2010). Poměrně rychlý ústup ledovců způsobuje extrémních nárůst průtoků řek v letním období a dochází také k přeplňování pánví ledovcových jezer a destabilizaci jejich morénových hrází. Důsledkem těchto procesů jsou stále častější průvaly glaciálních jezer. Povodně typu GLOF se staly jedním z nejobávanějších přírodních katastrofických procesů kvůli obtížné předpověditelnosti, vysoké rychlosti šíření povodňové vlny i často nečekaně velkému dosahu (Bairacharya a Mool, 2009).

Od roku 2004 probíhá v Kyrgyzstánu v údolích ústících do nejhustěji osídlené Čujské doliny výzkum KFGG PřF UK, v rámci něhož je podrobně sledován vývoj jezerních systémů a jejich hydrologický režim (Černý et al., 2010). Systém ledovcových jezer v lokalitě Adygine představuje vhodný předmět výzkumu. Jedná se o velmi dynamický komplex, jehož vývoj závisí na měnících se klimatických podmínkách celé oblasti střední Asie. Možný průval jezer této lokality a následně vytvořená povodeň či kamenný proud představují hrozbu pro turisticky značně využívané údolí Ala Arča, ale i pro nedaleko se rozkládající hlavní město Kyrgyzstánu, Biškek.

1.2 Cíle práce

Cílem práce je vytvořit rešerši na téma průvalová ledovcová jezera a uvést tak do problematiky. Dále pak popsat současný stav výzkumu nebezpečných jezer na území Kyrgyzstánu a představit některé ze sledovaných lokalit. Pro případovou studii byla vybrána lokalita Adygine, jejíž vývoj bude detailněji popsán a zhodnocen.

V neposlední řadě je cílem této práce popsání hydrologického režimu jezera Adygine na základě naměřených hydrologických a meteorologických dat, jeho srovnání s ledovcovým hydrologickým režimem a zhodnocení možných změn či trendů zaznamenaných za sledované období.

1.3 Návaznost na řešené projekty

Tato práce navazuje na výzkum katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze ve spolupráci s geologickou firmou Geomin s r.o. a na kyrgyzské straně Gosgeolagentstvem. Výzkum nebezpečných jezer v Kyrgyzstánu se uskutečnil v rámci dvou projektů rozvojové spolupráce MŽP ČR. První z nich (2004 - 2007) nesl název „Monitoring vysokohorských ledovcových jezer a ochrana obyvatelstva před katastrofálními následky povodní vzniklých průtržemi morénových hrází“. Na něj navázal druhý (2007 - 2010): „Analýza rizik a omezení důsledků protržení hrází vysokohorských jezer“. Další projekt řešící danou problematiku byl podpořen organizací NATO (2012 - 2013): „Glacier hazards in Kyrgyzstan: implications for resource development and water security in Central Asia“. V této práci byla využita data získaná v rámci těchto projektů a také informace z jejich závěrečných zpráv.

Přímo lokalitou Adygine se zabývala H. Beitlerová ve své bakalářské práci „Ledovcový hydrologický režim, případová studie jezera Adygine (Ťan Šan, Kyrgyzstán)“. Část mé diplomové práce na ni plynule navazuje a rozšiřuje poznatky o hydrologickém režimu jezera Adygine v souvislosti s možností jeho provalení.

2 Ledovcová jezera

2.1 Lokality výzkumu vysokohorských ledovcových jezer

Řešením problémů spojených s průvaly ledovcových jezer se zabývají desítky odborných skupin po celém světě (obr. 1). Jde o velmi aktuální téma, které propojuje několik geovědních disciplín, a to glaciologii, geologii, geofyziku, geomorfologii, hydrologii a klimatologii.

Jednou z velmi detailně studovaných světových lokalit jsou i díky snadné dostupnosti evropské Alpy. Mezi uznávané odborníky zabývající se touto oblastí patří např. W. Haeberli, jenž ve svých publikacích týkajících se průvalů ledovcových jezer ve Švýcarských Alpách popisuje charakteristiky glaciálních povodní (Haeberli, 1983), hodnocení rizika průvalu (Haeberli et al., 1989) a prevenci povodně z průvalu proglaciálních jezer (Haeberli et al., 2001). Velmi podnětné jsou publikace C. Huggela, který pro hodnocení rizika využívá moderní technologie – dálkový průzkum (Huggel et al., 2002), počítačové modelování (Huggel et al., 2004a) a spolu s dalšími vypracoval postup hodnocení průvalů jezer i dalších glaciálních rizik (Huggel et al., 2004b). Ledovcovými jezery v Alpách se zabývá také T. Bolch (Bolch a Kamp, 2006) nebo N. F. Glasser (Bennet a Glasser, 2009). Alpské oblasti se v souvislosti s glaciálními riziky věnuje velká pozornost kvůli umístění sídel v dosahu případné povodně či murového proudu.

Další z hlediska průvalů ledovcových jezer významnou oblastí jsou Kanadské Kordillery. Průvaly jezer prozatím způsobily jen malé škody, ale s dalším rozvojem této oblasti (těžba, hydroelektrárny, turismus, osidlování) se riziko značně zvyšuje. Touto oblastí se zabývají např. S.G. Evans (Clague a Evans, 2000), nebo J. J. Clague, který spolu s R. J. McKillopem vypracoval postup hodnocení rizika průvalu jezer v Britské Kolumbii (McKillop a Clague, 2007). I. Blown a M. Church popsali riziko průvalu jezer v jižní části Coast Mts, Britská Kolumbie (Blown a Church, 1985). Velmi podrobně studované jezero v této oblasti je Queen Bess Lake, charakteristiky jeho průvalu a následné povodně publikovali J. A. Kershaw et al., 2005. V Kanadských Kordillerách jsou častá i jezera hrazená ledovcem, jejichž způsob odtoku je zásadní pro odhad velikosti případné povodně (Walder a Costa, 1996).

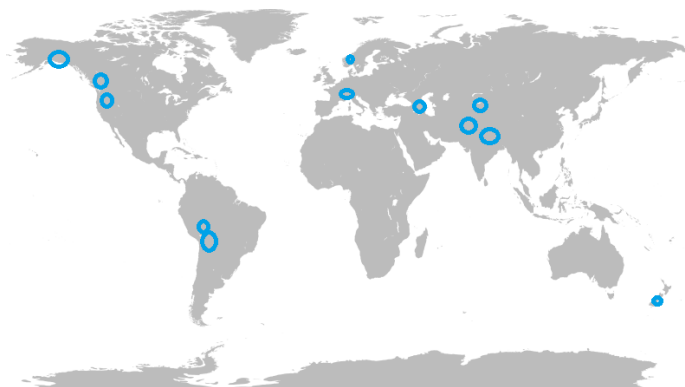
Jižní Amerika je také středem zájmu odborníků na průvaly ledovcových jezer z celého světa. Jedná se především o oblast Peruánských a Patagonských And. V Peru je většina zahraničních projektů situována v nejvíce zaledněném tropickém pohoří světa Cordillera Blanca. Své výzkumy zde prováděli např. J. M. Reynolds (Reynolds, 1992), pak také S. Harrison (Harrison et al., 2006), E. Hegglin komplexně hodnotí zranitelnost určitých lokalit ohrožených průvalem (Hegglin a Huggel, 2008), M. L. Zapata nebo český výzkumný tým z PřF UK v čele s V. Vilímkem (Vilímk et al., 2005). Otázkou zvyšování četnosti průvalů jezer v Patagonii se zabývá A. Dussaillant (Dussaillant et al., 2010), modelováním průvalu morénových hrází např. R. Worni (Worni et al., 2012).

Nejvyšší horské pásmo světa Himálaj – Karákoram poskytuje ideální podmínky pro vznik potenciálních rizik obrovských rozměrů díky vysokým rozdílům nadmořské výšky a velmi prudkým svahům. Termín GLOF (glacial lake outburst flood), tedy povodeň z průvalu ledovcového jezera, byl vyvinut právě pro tuto oblast (Mool, 1995). Nachází se zde potenciálně nebezpečná jezera velkých rozměrů, jejichž protržení by způsobilo povodeň, která by zasáhla území vzdálená i několik desítek až stovek km. Změna klimatu působí i zde na ledovce, jejichž ústup či degradace má za následek vznik a vývoj potenciálně nebezpečných jezer (Chen et al., 2010; Komori, 2008). Řada projektů se snahou zavést varovný systém byla realizována v Nepálu a Bhútánu (např. GLOF Monitoring and Early Warning System, 1999). V této oblasti působí J. M. Reynolds (Richardson a Reynolds, 2000a), který se zabýval i několika lokalitami v Bhútánu (hodnocení stupně rizika průvalu jezer kvůli výstavbě hydroelektráren), Pákistánu (hodnocení rizika GLOF) nebo Nepálu (Pant a Reynolds, 2000). Zde se jednalo např. o projekt na snížení rizika průvalu a dopadů povodně z jezera Tsho Rolpa (Reynolds, 1999). Dále se této oblasti věnují např. S. D. Richardson (Richardson a Reynolds, 2000b), D. J. Quincey (Quincey et al., 2005), K. J. Hewitt (Hewitt, 1982), T. Watabe (Watabe a Rothacher, 1996), S. R. Bayracharya (Bayracharya a Mool, 2005), D. I. Benn (Benn et al., 2012) a mnoho dalších. Porovnáním několika oblastí z Himálaje, Karákoramu a Hindúkuše se zabývá například práce J. Gardelle (Gardelle et al., 2011). Na území Tibetu se též nachází ledovcová jezera hrozící průvalem (Chen et al., 2007).

Významnou lokalitou je i středoasijské pohoří Tien Shan, kde působí i tým KFGG PřF UK (Janský et al., 2009). Asi nejsledovanějším jezerem je značně rozsáhlé, dynamické a z hlediska průvalu velmi rizikové jezero Petrova ležící v hřbetu Ak-Šijrak (Engel et al.,

2012). Výzkumy dále probíhají např. v oblasti ledovcového jezera Zyndan, v rámci hřbetu Teskey Ala-Too (Narama et al., 2010), dlouhodobě monitorováno je i jezero Merzbacher u ledovce Inylček (Shen et al., 2009), identifikací potenciálně nebezpečných jezer v severním Tien Shanu se zabývá T. Bolch (Bolch et al., 2011). Monitoringu vysokohorských jezer na území Kyrgyzstánu a návrhy bezpečnostních opatření se již několik desetiletí věnuje také S. A. Yerokhin (Yerokhin, 2003), který spolupracuje s českým týmem.

Mezi další oblasti s touto problematikou patří Jižní Alpy na Novém Zélandu (Kirkbird a Warren, 1999), Aljaška (Wiedmer et al., 2010; Motyka et al., 2003), Skandinávské pohoří (Breien et al., 2008) a pohoří Kavkaz, kde působí např. D. A. Petrakov (Petrakov et al., 2007), I. N. Krylenko (Krylenko et al., 2008), C. R. Stokes (Stokes et al., 2007) či S. S. Chernomorets a O. V. Tutubalina (Chernomorets et al., 2007).



Obrázek 1. Lokality s průvalovými ledovcovými jezery ve světě.

2.2 Genetické typy ledovcových jezer

Ledovcové jezero je typ jezera, jehož vznik je spojen s činností a vývojem ledovce. Přestože je každé jezero unikátní a má svá morfometrická i morfologická specifika, je zde vždy snaha o jeho zařazení k určitému typu. Existuje mnoho typologií ledovcových jezer vytvořených pro různé účely.

2.2.1 Dle umístění ve vztahu k ledovci

Pro potřeby katalogizace jezer monitorovaných za použití dálkového průzkumu země využívá Gardelle et al. (2011) dělení na i) *proglaciální jezera* vyskytující se před čelem ledovce a ii) *supraglaciální jezera*, která se tvoří na povrchu ledovce spojením více menších jezírek. Toto zjednodušené dělení je uskutečněno na základě mapování změny rozsahu ledovců a slouží pouze k prvotnímu rozlišení typů jezer.

Supraglaciální jezera se tvoří převážně na ploché materiálem pokryté dolní části údolních ledovců, které reagují na negativní hmotovou bilanci ztenčováním spíše než ústupem ledovcového čela (Reynolds, 2000; Quincey et al., 2007).

Proglaciální jezera bývají spojena s ledovci nacházející se ve strmějších částech údolí, voda se zde akumuluje za morénovým valem (Komori, 2008). Dále jsou rozdělena na ta, která jsou v kontaktu s ledovcovým čelem, a ta, která v přímém kontaktu s ledovcem nejsou. Ta první totiž mohou mít značný vliv na dynamiku ledovce a jsou méně stabilní. Jak uvádí Röhl (2008), zvětšující se jezero může způsobit situaci, kdy je celé ledovcové čelo nadnášeno vodou. To má za následek změny v napětí v ledovci a zvýšenou intenzitu rozpadání čela ledovce telením. Pády kusů ledovce do jezera mohou vyvolat vlnu, která může v konečném důsledku způsobit protržení hráze.

2.2.2 Dle typu hráze

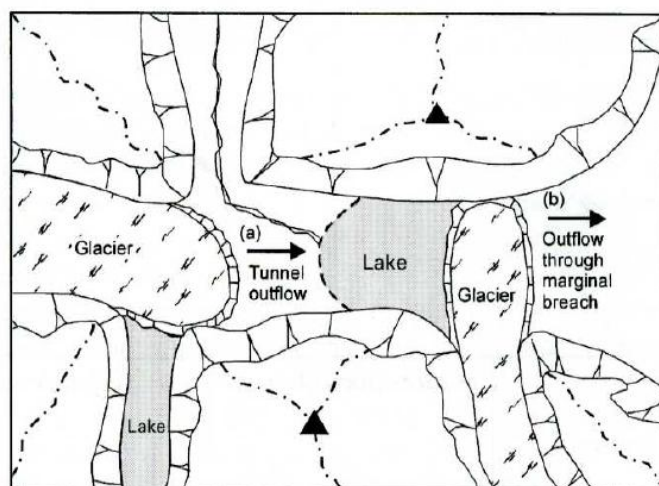
Typické a často používané dělení ledovcových jezer je dle typu jejich hráze, Huggel et al. (2004a) je takto rozlišuje na hrazené i) *morénou*, ii) *ledovcem* a iii) *skalním prahem*. Toto rozdělení bývá velmi často využíváno např. při hodnocení potenciálního nebezpečí průvalu u většího množství jezer, která se nacházejí na území o velké rozloze. Jedním z indikátorů pro zhodnocení rizika průvalu je i typ hráze, který se dá snadno zjistit ze satelitních snímků, což je v případě hodnocení velkého množství jezer žádoucí.

Jezera hrazená morénou jsou ve všech vysokohorských oblastech velmi pečlivě sledována. Často totiž představují riziko pro níže položené oblasti pod nimi kvůli nestabilitě hráze tvořené nesourodým materiálem. Costa a Schuster (1988) je dokonce pokládají za nejméně stabilní. Tato jezera mohou mít jak povrchový odtok přes korunu hráze, tak i podpovrchový odtok.

Ledovcem hrazená jezera mají tendenci se tvořit v místech, kde ledovce postoupily a zahradily tak odtokové cesty (obr. 2). Odtok z těchto jezer může být uskutečňován více

způsoby (Richardson a Reynolds, 2000a). Tlak vody způsobí nadnesení (buoyancy) ledovce a voda poté (často s katastrofickými následky níže v povodí) odteče pod ledovcem. Voda může také odtékat po povrchu ledovce erozí vytvořeným odvodňovacím kanálem nebo okrajovou cestou v místě, kde se ledovec setkává s údolní stěnou. Dalším způsobem je odtok kanály uvnitř ledovce, které mohou měnit svou kapacitu a v některých případech způsobit i prolomení hráze (Mayo, 1989).

A nakonec *jezera hrazená skalním prahem*. Tento typ hrazení je považován za nejstabilnější, hráz je tvořena pevným materiálem z velké části odolným proti erozi činnosti ledovce. Tento typ jezera je odvodňován nejčastěji po povrchu v nejnižším místě skalního stupně, voda ale může odtékat i puklinami.



Obrázek 2. Dva základní způsoby hrazení ledovcových jezer a možné odtokové cesty. Zdroj: Richardson a Reynolds, 2000a.

2.2.3 Kombinovaná typologie

Příkladem poměrně detailní typologie ledovcových jezer je ta popsána v rámci typologie vysokohorských jezer Janským et al. (2006). Takto rozpracované rozdělení bývá využíváno pro přesnější pojmenování typu monitorovaných jezer a lepšímu vzájemnému porovnávání jezer v celém světě. Před zařazením jezera k určitému typu je zde však potřebný podrobnější výzkum jezera zahrnující například geofyzikální metody. Hlavními typy jsou jezera: 1) *ledovcová*, 2) *moréno-ledovcová*, 3) *morénová* a 4) *hrazená skalním prahem*.

První skupina jezer se dále rozlišuje na *termokrasová*, *hrozená ledovcem* a *vnitroledovcová*. *Termokrasová jezera* zahrnují ta, která se vyvíjí ve sníženinách vytvořených táním ledu na povrchu ledovce. Nejčastěji se nachází na okrajových částech ledovce a jejich objem dosahuje jen několik tisíc m³. Yerokhin (2002) však uvádí, že průvaly těchto jezer, které způsobí škody, jsou poměrně vzácné.

Jezera hrozená ledovcem se vytváří v místě, kde je voda zadržována ledovcovým splazem. Jak již bylo popsáno výše, existuje více způsobů odtoku z tohoto typu jezera. Nejdetailněji zkoumané jezero hrozené ledovcem ve střední Asii je jezero Merzbacher nacházející se na východě Kyrgyzstánu poblíž hranic s Čínou (Glazirin, 2010). Jezero je hrozené ledovcem Jižní Inylček a je zajímavé tím, že po dosažení určitého objemu dochází k jeho vyprázdňování odtokovými kanály v ledovci téměř každý rok (Xie et al., 2012). V některých případech však dojde k prolomení ledovcové hráze, jako tomu bylo na Aljašce v roce 1986, kdy ledovec Hubbard uvolnil asi 5,4 km³ vody při maximálním průtoku přes 100 000 m³ s⁻¹ (Mayo, 1989).

Posledním typem jezera v této skupině jsou *jezera vnitroledovcová*. Nachází se uvnitř ledovce, takže nejsou zjištělná ze satelitních snímků ani při terénním monitoringu. Průvaly těchto jezer jsou proto nepředvídatelné a povodeň způsobená uvolněním velkého objemu vody má často katastrofické následky (Jackson, 1979). Pro tento typ povodně se vžil islandský pojem *jökulhlaup*.

Další skupinou jezer jsou *moréno-ledovcová jezera*. Jejich prvním typem jsou *jezera vnitromorénových depresí* vytvořená po ústupu ledovce. Dno i stěny jsou tvořeny směsí ledu a morénového materiálu (morénový led), místy zmrzlou sutí. V první, aktivní fázi se jezero díky letním vyšším teplotám vody prohlubuje a rozšiřuje v závislosti na roztávání ledu na povrchu jezerní pánve. V druhé fázi dochází k roztátí ledu v kontaktu s vodou a postupně se na dně vytvoří vrstva materiálu tepelně oddělující vodu v jezeře a led. Tato termoizolační vrstva znemožňuje další vývoj jezera, co se týče jeho hloubky, jezero se může zvětšovat jen do stran. Jezero pak může zmenšovat svůj objem například zanášením sedimenty. Tento typ jezer může mít povrchový i podpovrchový odtok. V obou případech je jezero považováno za potenciálně nebezpečné, podzemní odtokové kanály jsou velmi těžko prozkoumatelné, mohou měnit svou kapacitu a tím i objem vody v jezeře. Voda odtékající po povrchu se zařezává do hráze a při zvýšeném vodním stavu může dojít k transportu většího množství materiálu a hráz může být protržena. Příkladem takových jezer je ledovcový komplex Baškara nacházející se na severním svahu pohoří Kavkaz. V předpolí ledovce se vytvořila dvě jezera

(Baškara a Lapa), která mají dohromady objem přes 1 mil. m³ a jsou zkoumána kvůli hrozbě GLOF (Petrakov et al., 2012).

Druhým typem jsou *jezera termokrasových depresí*, která se vyvíjí v moréně sesedáním materiálu v důsledku tání pohřbeného ledu. Voda v těchto jezerech se akumuluje ze srážek či tání sněhu a ledu v okolí sníženiny, nejčastěji bývají bezodtoká nebo odvodňovaná podzemními kanály. Akumulace vody v takovéto prohlubni je možná jen díky postupnému utěsňování pánve jezerními sedimenty a produkty zvětrávání. Tato jezera mohou kvůli svému dynamickému vývoji a často velkému počtu (v rámci jedné morény jich mohou být desítky) ohrožovat stabilitu celé morénové hráze většího jezera, ale i sama o sobě jsou hrozbou, pokud dojde k ucpání odtokových kanálů a jejich objem se výrazně zvýší. Takové jezero se nachází například před ledovcem Gruben ve Švýcarských Alpách, jeho vývoj je již po několik desetiletí pečlivě monitorován (Kääb a Haeberli, 2011).

Třetí skupinou jsou *jezera morénová*, jejichž hráz i dno jsou tvořeny pouze morénovým materiálem bez přítomnosti ledu. Jsou často pozůstatky po dynamických termokrasových jezerech. Jejich hydrologický režim však bývá vyrovnaný, odtok je uskutečňován po povrchu nebo podzemními cestami, nejsou potenciálně příliš nebezpečná, jisté riziko (při vytvoření tzv. displacement wave) tu však existuje. Příkladem může být jezero Chokolykel v Kungey Ala-Too, Tien Shan, o objemu 6,1 mil. m³ (Janský et al., 2006).

Poslední skupinou jezer jsou *hrazená skalním prahem*. Hutchinson (1957) popisuje tento skalní práh jako horninový pás táhnoucí se napříč údolím odolný proti erozní síle ledovce. Za ním dochází k akumulaci tavné vody z ledovce, který ustoupil do vyšších poloh. K odtoku vody z jezera dochází v nejnižším místě hráze. Tato jezera jsou považována za stabilní kvůli odolnosti materiálu tvořící hráz. V mnoha případech však je riegel alespoň z části překryt morénou, což potenciální nebezpečí průvalu značně zvyšuje. Odtok je pak uskutečňován také podzemními kanály v morénovém materiálu a jejich ucpání může vést až k protržení morénové části hráze. Příkladem jezera hrazeného skalním prahem překrytým morénou je jezero Adygine v Kyrgyzském hřbetu pohoří Tien Shan.

2.3 Spouštěcí mechanismy průvalu

Ledovcová jezera jsou dynamickým prvkem krajiny, neustále se vyvíjí společně se změnami probíhajícími v jejich okolí, a to především na ledovci. Některá jezera mají životnost desítky až stovky let, jiná pouze roky či měsíce. V následující kapitole jsou popsány mechanismy, které mohou způsobit poničení hráze a částečné či zcela úplné vyprázdnění jezera. Mechanismy schopné ohrozit stabilitu hráze či způsobit vylití vody z jezera se liší dle materiálu, za kterým se voda akumuluje, tedy typem hráze.

2.3.1 Morénová hráz

U jezer hrazených morénovým materiálem existuje velké množství možných příčin průvalu (detailní přehled např. Emmer, 2011). Tyto příčiny se dají rozdělit na interní a externí (Clague a Evans, 2000), přičemž externí jsou způsobeny vnějšími vlivy a interní ději probíhajícími v jezeře a hrázi samotné, tedy tzv. spontánní degradací. Ve skutečnosti však určení přesné příčiny průvalu bývá velmi složité a obtížné, velká část průvalů není ani objasněna, u jiných se příčina jen odhaduje a názory výzkumných týmů se různí. Clague a Evans (2000) poskytují údaj pro Kanadskou Kordilleru, kde příčina pouze dvou z devíti průvalů morénových hrází byla objasněna. Opačným příkladem je poměrně detailně zjištěná příčina a průběh průvalu jezera Lugge Tsho v Himálaji, Bhútán (Watanbe a Rothacher, 1996).

Velmi častá příčina bývá pád hmoty do jezera. Clague a Evans (2000) nebo Ding a Liu (1992) ji dokonce uvádějí jako nejčastější příčinu průvalu. Takovou událostí může být sněhová nebo ledová lavina, odlomený kus ledu z ledovce nebo skalní řícení, sesuv či selový proud. V okolí morénových jezer se strmé svahy často vyskytují, po ústupu ledovce jsou obnažené skalní stěny náchylné k erozi a k uvolňování bloků či zvětralého materiálu proto běžně dochází. Odlamování kusů ledu z ledovce a jejich pád do jezera je stále častější kvůli rychlému ústupu ledovců ve většině světových velehorských oblastí. Proces telení podporuje také přítomnost trhlin na čele ledovce. Pokud se jedná o velký objem hmoty (vzhledem k velikosti jezera) padající do jezera, dojde ke zvýšení úrovně hladiny a k vytvoření vlny (tzv. *displacement* nebo *seiche wave*, Benn et al., 2012). V některých případech mohou být tyto vlny až 10 m vysoké (Plafker a Eyzguirre, 1979). Následovat mohou dva scénáře: pokud má vlna dostatečnou energii, dojde při jejím nárazu na hráz k protržení hráze a následnému vyprázdnění jezera; v druhém případě dojde pouze k přelití vody přes hráz. Stabilita hráze však bývá značně oslabena, při přelití došlo k odnosu materiálu z tělesa hráze a na tomto

sníženém místě dochází k další intenzivní erozi, která může vést až ke značnému snížení objemu vody v jezeře. V prvním případě tedy dojde k povodni s úvodní výraznou povodňovou vlnou, v případě druhém vznikne povodeň z přelítí vlny, poté však může následovat druhá povodňová vlna při vyjití skrz erozí poničenou hráz. Příklad tohoto typu spouštěcího mechanismu může být protržení jezera Queen Bess (Clague a Evans, 2000).

Protržení morénové hráze jezera může být zapříčiněno pohybem vody skrz těleso hráze. Jezera s podzemním odtokem jsou odvodňována podzemními kanály, jejichž kapacita bývá proměnlivá. Pokud dojde k výraznému snížení jejich kapacity či úplnému ucpání, hladina se zvýší až na úroveň, kdy se voda přelije přes nejnižší místo hráze. Následuje zpětná eroze v místě odtoku a průval hráze. K omezení kapacity odtokových kanálů může dojít jejich zablokováním hned u dna či stěn jezerní pánve, zanesením kanálů sedimenty či sesednutím hráze (Lliboutry et al., 1977). Haeberli et al. (1989) uvádí jako jednu z dalších příčin tzv. *piping*, což je vnitřní eroze hráze způsobená průsakem vody. Tento proces je častý u jezer s větší hloubkou, protože je k jeho uskutečnění potřebný velký hydrostatický tlak. Clague a Evans (2000) uvádějí, že morénové hráze sestávající z větší části z jemnozrnného materiálu jsou náchylnější k vnitřní erozi než ty tvořené převážně balvany, protože prosakující voda unáší snáze jemnozrnné částice prachu a písku. Tento proces může značně snížit stabilitu hráze bez viditelných morfologických změn na jejím povrchu, i méně významná událost pak může způsobit její protržení.

Zvýšený přítok vody do jezera je další příčinou protrhávání morénových hrází ve vysokohorských oblastech. K náhlému zvětšení objemu vody přitékající do jezera může dojít z několika důvodů, které převážně souvisí s projevy klimatu: rychlý ústup ledovce a jeho tání, plošné tání sněhové pokrývky v povodí jezera, intenzivní srážky, uvolnění vody z vnitřku ledovce (*jökulhlaup*) nebo příval vody z jezera nacházejícího se výše po proudu (Costa a Schuster, 1988). Význam klimaticky řízených spouštěcích mechanismů potvrzuje i Lliboutry et al. (1977) - na území Peru v pohoří Kordillera Blanca došlo ke všem datovaným průvalům morénových hrází během období dešťů, tedy od října do dubna. Zvýšení přítoku má za následek zvýšení úrovně hladiny, hydrostatický tlak působící na těleso hráze se též zvětší a může dojít k vnitřní erozi. Přitékající voda nesoucí sediment může způsobit ucpání podzemních odtokových kanálů, hladina se také může zvednout až do té míry, že se vytvoří povrchový odtok erodující povrch hráze či se zvětší již existující odtok a dojde k intenzivnímu odnosu materiálu a následnému průvalu.

Morénové hráze obsahující pohřbený či intersticiální led jsou obecně velmi náchylné k protržení. Při hodnocení stability hráze je existence pohřbeného ledu v hrázi jednou

ze zásadních indikátorů (McKillop a Clague, 2007). Tání ledu v důsledku oteplování se klimatu vede k sesedání hráze a obecně ztrátě původní stability (Richardson a Reynolds, 2000b). Může dojít k již zmíněným procesům jako uzavření podzemních odtokových kanálů, zvýšenému průsaku v okolí ledové čočky (Richardson a Reynolds, 2000a), sníží se převýšení koruny hráze nad hladinou jezera, což usnadní její přelití a erozi (Clague a Evans, 2000).

Zemětřesení je další možnou příčinou protržení ledovcových jezer nacházejících se v seismicky aktivních oblastech. Jednou z možností ovlivnění stability morénové hráze zemětřesením je její poničení v důsledku otřesu, při němž může dojít k sesutí části hráze ať již vnitřního (směrem k jezeru) či vnějšího svahu (Clague a Evans, 2000). Často je však zemětřesení pouze nepřímou příčinou průvalu, a to pokud způsobí svahové pohyby či laviny a do jezera padající materiál vytvoří vlnu nebo tím, že zapříčiní sesednutí hráze a ucpání odtokových kanálů.

Příčina provalení morénové hráze však může být i antropogenního původu. Nevhodně prováděné inženýrsko-geologické práce či důlní činnost v blízkosti hráze může mít obdobné následky jako zemětřesení.

2.3.2 Ledovcová hráz

Charakteristiky materiálu i způsoby protržení ledovcových hrází se významně liší od morénových hrází. Jak uvádí Clague a Evans (2000), většina ledovcových hrází je o dost větší než jezera, která jsou jimi hrazena, odtokové kanály běžně měří několik kilometrů (Nye, 1976, uvádí maxima i několik desítek km) a vyprázdnění trvá zpravidla déle než u jezer hrazených morénou. Ledovcové hráze často selhávají pravidelně, ať již každoročně či jednou za několik let, a to nejčastěji po zvýšení hladiny jezera nad určitou úroveň – v období nejvyšší sluneční aktivity (a tedy i přítoku do jezera) či v období dešťů (někdy se tato období kryjí; Tuffuel, 1984).

Nejčastěji je selhání ledovcové hráze způsobeno erozí odtokových kanálů odvádějících vodu pod ledovcem nebo skrz něj (obr. 3; Costa a Schuster, 1988). Méně častá příčina je eroze povrchového odtoku a odvodnění jezera touto cestou nebo celkové mechanické porušení hráze (Clague a Evans, 2000), nicméně i tyto případy byly zaznamenány (Mayo, 1989). Led tvořící tyto hráze se chová plasticky, dochází k jeho deformacím a po snížení hladiny je tak odtok opět znemožněn zablokováním odtokových kanálů (Costa

a Schuster, 1988). Jezero se poté postupně obnoví akumulací vody přitékající z vyšších částí povodí jezera.

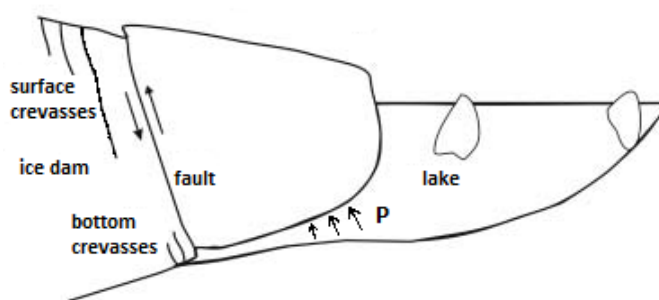


Obrázek 3. Tunel uvnitř ledovce se zaříznutým dnem vzniklým díky obnovení reliktní odtokové cesty, ledovec Ngozumpa, Nepál. Zdroj: Benn et al., 2012

Druhou poměrně častou příčinou uvolnění velkého objemu vody z jezera je hydrostatické nadnesení ledovce známé pod termínem „*ice dam buoyancy*“ (jedna z prvních zmínek v publikaci Thorarrinson, 1953). Tento proces je založen na rozdílné hustotě a tedy i hydrostatickém tlaku vody a ledu. K nadnesení ledovce dochází tehdy, když hydrostatický tlak vody v jezeře překročí hodnotu litostatického tlaku v ledovci (Costa a Schuster, 1988). Jako přibližná hranice je udáván stav, kdy hloubka jezera překročí 90 % výšky ledovcové hráze (Richardson a Reynolds, 2000a). Nárůst hladiny až ke kritické úrovni může být způsoben zvětšením objemu vody přitékající do jezera (intenzivní srážky, tání sněhu nebo povrchu ledovce) nebo výrazným omezením kapacity odtokových kanálů horninovým materiálem ze sesuvu či skalního řícení (Grabs a Hanish, 1993). Vyzvednutí ledovcové hráze může ovšem být pouze spouštěcí mechanismus průvalu, když průvodní nebo následné procesy umožní pokračování odtoku vody z jezera. Costa a Schuster (1988) uvádí například erozi odtokových kanálů při úniku vody, nerovnoměrné usednutí ledovce po nadnesení nebo vytvoření trhlin. Walder et al. (2005) uvádí příklad, kdy byl při podrobném zkoumání jezera Hidden Creek hrazeného ledovcem zjištěn zlom procházející ledovcem, podél něhož docházelo k pohybům v důsledku změn hydrostatického tlaku (obr. 4). Dalším příkladem

jezera vyprazdňujícího se nadnesením ledové bariéry je jezero Merzbacher v pohoří Tien Shan (Glazirin, 2010).

Další procesy narušující stabilitu ledovcové hráze zahrnují například pomalé plastické ohýbání spodní části hráze v důsledku rozdílné hustoty (a tedy i tlaku) vody a ledu, vývoj trhlin kvůli kombinovanému tahovému napětí z pohybu ledovce a rozdílu hydrostatického tlaku, tání na bázi ledovce způsobené zvýšeným tepelným tokem v oblasti či oslabení hráze zemětřesením (Costa a Schuster, 1988).



Obrázek 4. Hydrostatický tlak (P) působící na spodní část ledovce v kontaktu s jezerem. Zdroj: Walder et al., 2005.

2.3.3 Hráz tvořena skalním masivem

Jezera hrazená skalním prahem jsou obecně označována za stabilní, významné porušení hráze není pravděpodobné. Z toho důvodu je jediným možným způsobem alespoň částečného vyprázdnění jezera přeliv vody přes hráz. Příčiny vedoucí k vytvoření tzv. *displacement wave* jsou popsány v části o průvalech morénových hrází (2.3.1), jedná se o pád hmoty do jezera (sněhová a ledová lavina, kusy ledu, skalní bloky, sesuvy).

2.4 GLOF

Sezónní povodně způsobené táním sněhu či přívalovými srážkami jsou pro dotčené obyvatelstvo nepříjemným přírodním jevem měnícím krajinu. Fenomén označovaný zkratkou GLOF (= glacial lake outburst flood) je však mnohonásobně ničivější, maximální průtok při této povodni bývá i více než 60x vyšší než při běžné povodni (Bennet a Glasser, 2009).

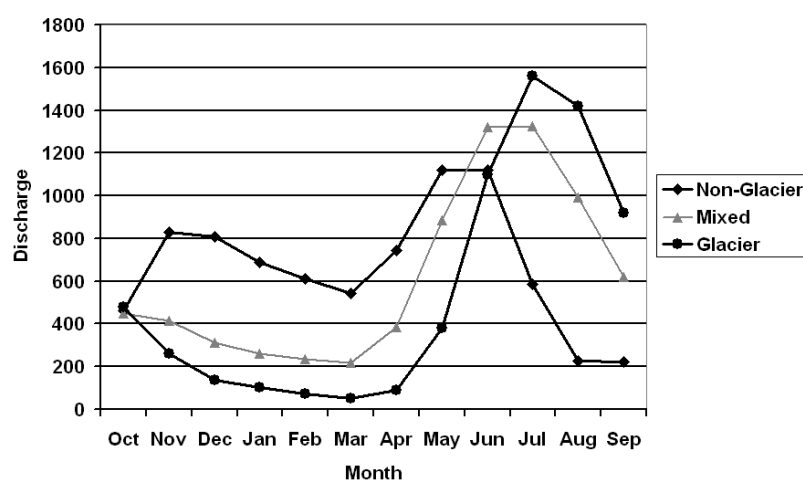
V poslední době dochází k rychlému ústupu ledovců (Fujita et al., 2001), což vede k vzniku nových ledovcových jezer, zvětšování již existujících jezer a potenciál pro povodeň z průvalu ledovcového jezera se zvyšuje (Watanabe et al., 1994; Richardson a Reynolds, 2000; Bayracharya a Mool, 2009). Jak již bylo řečeno, tyto povodně mívají mimořádně vysoké průtoky, proto jsou schopné erodovat a transportovat obrovské množství materiálu – až miliony m^3 (Hubbard et al., 2005). V důsledku toho nečistota vznikají selové proudy (debris flows) dosahující vzdálenosti i 200 km a pohybující se údolím (kvůli dvojnásobné hustotě oproti vodě) vyšší rychlostí než běžná povodeň (Richardson a Reynolds, 2000a). Kvůli nepředvídatelnosti vzniku těchto povodní (mechanismus průvalu jezera bývá komplexní, Kershaw et al., 2005), často prudkým sklonům údolí a špatnému nebo neexistujícímu varovnému systému dochází k velkým materiálním škodám a přichází o život i několik tisíc lidí během jediné události (Lliboutry et al., 1977).

Důležité je porozumět reakci ledovců a ledovcových jezer na zvyšování teploty vzduchu, určit potenciální nebezpečí a plánovat zmírňující opatření (Bayracharya a Mool, 2009). Jako velmi zásadní nástroje při hodnocení rizika a vymezení ohrožené oblasti se v poslední době ukázalo dálkové snímkování společně s GIS modely (Huggel et al., 2003; Komori, 2008; Worni et al., 2012; Pitman et al., 2013).

Objem povodně i její průběh závisí na mnoha faktorech včetně objemu vody uvolněného z jezera, výška, šířka a struktura hráze, příčina protržení hráze, tvar údolí níže po proudu a množství dostupného sedimentu v oblasti zasažené povodní (Costa a Schuster, 1988). Jedním z příkladů obrovské povodně z průvalu jezera je událost z roku 1985, kdy se do jezera Dig Tsho, Nepál, ulomila část čela ledovce (Bayracharya a Mool, 2009). Vytvořená vlna se přelila přes hráz a ta posléze podlehlá erozi, vzniklá povodňová vlna měla počáteční průtok $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Vuichard a Zimmermann, 1987), Cenderelli a Wohl (2001) udávají dokonce $2350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Následky byly znatelné ještě 90 km pod hrází jezera (Richardson a Reynolds, 2000a). Další katastrofickou povodní typu GLOF byl v roce 1994 průval z jezera Luggye Tsho v Bhútánu. Richardson a Reynolds (2000a) uvádí, že povodňová vlna (přes 2 m vysoká) byla zaznamenána na hydrogramu ve vzdálenosti větší než 200 km od zdrojového jezera.

2.5 Ledovcový hydrologický režim jezer

Jezera, jejichž hlavním zdrojem přítoku je tavná voda z ledovce, vykazují obdobný roční i denní cyklus kolísání úrovně hladiny jako ledovcové toky. Změny objemu vody v jezeře jsou způsobené změnami v hydrologické bilanci, především pak přítokem. Nejvyšší vodní stavy korelují s obdobím největšího množství přitékající vody, což na severní polokouli nastává zpravidla během července a srpna (obr. 5). Hydrologický režim přítoku je tedy ovlivněn klimatickými poměry v povodí jezera. Díky retenční schopnosti jezera jsou však změny úrovně hladiny značně plynulejší než u řek (Singh a Singh, 2001).



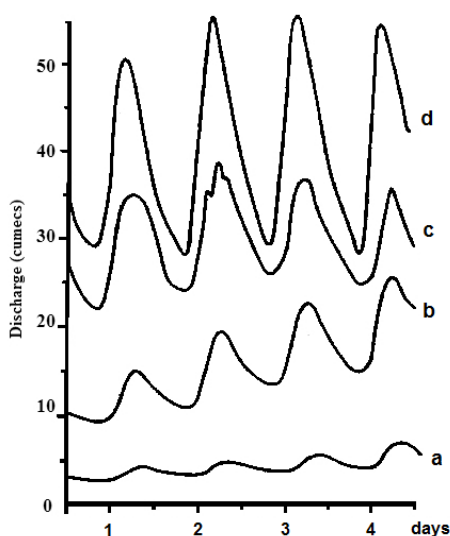
Obrázek 5. Průměrné měsíční průtoky na toku odvodňující nezaledněné, částečně zaledněné a zcela zaledněné povodí. Zdroj: www.nichols.edu/departments/glacier

Přítok do jezera je tvořen ze čtyř hlavních zdrojů, jejichž význam a vliv se v průběhu roku mění. Jedná se o odtok bazální, z tajícího sněhu, z tajícího ledovce a atmosferické srážky (Singh a Singh, 2001).

Bazální přítok má více zdrojů, podrobně je popisuje Röthlisberger a Lang (1987). Jedním z nich je odtok vzniklý táním na bázi ledovce. V důsledku tření a energetické výměny mezi ledovcem a jeho podložím dochází k tání ledu. Dalšími zdroji může být postupně uvolňovaná voda zadržovaná v ledovcových dutinách, tavná voda prosakující sněhem nebo firnem nebo podzemní voda. Bazální přítok je relativně stálým zdrojem vody pro jezero v průběhu celého roku. V zimě se jedná prakticky o jediný zdroj, v létě se jeho podíl na celkovém přítoku do jezera zmenšuje.

Dalším zdrojem je voda z tajícího sněhu. Přes zimu naakumulovaná sněhová pokrývka začíná tát na jaře, jakmile se teploty vzduchu dostanou nad 0 °C. Tání sněhu začíná (v závislosti na zeměpisné šířce a nadmořské výšce) v dubnu až květnu a trvá do června, někdy i července. Kvůli vysokému albedu nového sněhu však nedochází k tak intenzivnímu tání jako u ledovce a retenční schopnost sněhové pokrývky odtok tavné vody ještě zpomaluje (Singh a Singh, 2001). Výsledkem je relativně vyrovnaný odtok tavné vody ze sněhu bez výrazných denních výkyvů, který dosáhne do jezerní pánve s určitým zpožděním.

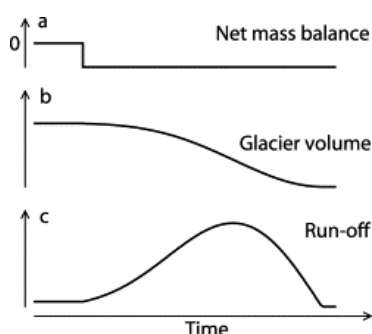
Přítok z tání ledovce je během letního období hlavním zdrojem vody. Ledovcový led má nižší albedo než sníh, proto taje rychleji, navíc nemá zadržovací schopnost jako sníh - tavná voda však může být zadržována v puklinách a dutinách v ledovci (Röthlisberger a Lang, 1987). Voda tedy odtéká jak po povrchu ledovce, tak i tunely a puklinami uvnitř ledovce (tzv. R-channels), a poté kanály zaříznutými do pevného podloží či sedimentu (N-channels; Benn a Evans, 1998). S postupem léta je tento drenážní systém natolik vyvinutý, že odtok tavné vody z ledovce trvá poměrně krátkou dobu. Díky rychlé reakci ledovce na zvýšenou solární radiaci a teplotu vzduchu je vyvinut výrazný denní režim typický pro ledovcem napájená jezera i toky (obr. 6; Singh a Singh, 2001). Maximum nastává několik hodin po vrcholení slunce, poté přítok klesá až na minimum, kterého je dosaženo v ranních hodinách, poté následuje prudký vzestup (Röthlisberger a Lang, 1987). Zpoždění se tedy pohybuje v řádu desítek minut až několika hodin (v závislosti na vzdálenosti jezera od čela ledovce), důležité je však především zkracování tohoto zpoždění v průběhu ablační sezóny kvůli stále efektivnějšímu systému odtokových koryt (Singh a Singh, 2001).



Obrázek 6. Vývoj denní amplitudy průtoku na toku napájeného tavnou vodou z ledovce. Sledované období: a) 17.-20. 5. b) 14.-17.6. c) 23.-26.6. d) 19.-22.7. Zdroj: Hubbard a Glasser, 2005

Čtvrtou zdrojnicí je voda ze srážek, které se vyskytují převážně v letním období. Přímý vliv srážek na vodní stav nebývá příliš významný, důležitější je jejich nepřímý vliv (Collins, 1998). Teplé dešťové srážky, obzvláště v pozdním létě, dopadající na povrch ledovce urychlují jeho tání, a tak mohou zapříčinit výrazné zvýšení odtoku z ledovce, zatímco srážky pevného skupenství (sníh) mají tlumivý efekt, zastaví tání ledovce a denní ledovcový režim je nahrazen nízkým bazálním odtokem i na několik dní po srážkové události (Hubbard a Glasser, 2005).

Změny objemu odtoku z ledovce lze sledovat v několika časových úrovních. Krátkodobá denní i roční variabilita je způsobena proměnlivostí meteorologických jevů jako je solární radiace, teplota vzduchu, srážky; dlouhodobě lze však pozorovat změny odtoku odrážející změny hmotové bilance ledovce (obr. 7). Postupné oteplování vzduchu vede nejprve ke zvýšenému odtoku z ledovce, později však dochází ke snižování odtoku v důsledku zmenšení jeho plochy (Benn a Evans, 1998).



Obrázek 7. Schéma ukazující dlouhodobý efekt záporné bilance ledovce na jeho objem (b) a na roční odtok z ledovce (c). Zdroj: Jansson et al., 2003

2.6 Monitoring jezer

Ledovcová jezera nejsou neměnné prvky krajiny, vyvíjejí se často velmi rychle, během několika let vznikají a jiná zase náhle zanikají. Povodeň způsobená průvalem z ledovcového jezera je jedním z přírodních nebezpečí neboli hazardů, které je schopno zasáhnout a zdevastovat obrovské území, zároveň je však jen těžko předvídatelné a její postup velmi rychlý. Z toho důvodu se touto problematikou zabývá velký počet vědeckých týmů, které se snaží riziková jezera monitorovat a případnému průvalu předejít či alespoň aplikovat zmírňující opatření. Metody monitorování se dělí na bezkontaktní (dálkový průzkum), kam se řadí satelitní a letecké snímkování, a kontaktní, tedy terénní průzkum.

2.6.1 Dálkový průzkum země

Satelitní a letecké snímkování území je dnes již nepostradatelná metoda získávání dat nejen v procesu hodnocení rizika průvalu jezer. Především špatně dostupné horské oblasti mohou být tímto způsobem pravidelně monitorovány bez nutnosti zapojení často velmi nákladného terénního průzkumu. Bezkontaktní metody však neposkytují data určitého charakteru, například vnitřní struktura hráze či tvar a hloubka jezerní pánve, případně mohou být data zkreslená. Získané snímky jsou analyzovány a slouží jako podklad pro další detailnější průzkum.

2.6.1.1 Satelitní snímkování

Satelitní snímkování má řadu nesporných výhod, které usnadňují a zpřesňují práci dnes již všem, kdo se výzkumem ledovcových jezer zabývají. Jediný snímek pokrývá desítky až stovky km², opakování je možné v řádu několika dní (Kääb et al., 2005). Zvolení vhodného zdroje dat se odvíjí od požadovaného časového, spektrálního a prostorového rozlišení (Quincey et al., 2005). Časové rozlišení udává dobu mezi dvěma po sobě následujícími snímání stejného místa na zemském povrchu, požadovaná frekvence snímků by tedy měla odpovídat rychlosti vývoje sledovaného jevu. Spektrální rozlišení senzoru je velmi užitečné pro bližší zkoumání jevů jen těžko detekovatelných ve viditelném záření. Quincey et al. (2005) uvádí příklad zjišťování specifík sněhu nebo ledu, turbidity vody pomocí blízkého infračerveného záření (NIR; 0.7-1.3 μm), termální infračervené (TIR; 3-14 μm) zase poskytuje údaje např. o teplotě vody. A nakonec prostorové rozlišení udávající velikost pixelu. Pro prvotní mapování velkých oblastí postačí střední rozlišení (např. Landsat, 30 m), detailnější průzkum menší oblasti lze provádět za pomoci snímků s vysokým rozlišením – dnes jsou k dispozici snímky již z několika sensorů (GeoEye, DigitalGlobe, SPOT Image) nabízejících rozlišení okolo 0,5 m. Satelitní snímky jsou využívány pro tvorbu digitálních modelů terénu (DTM), vertikální rozlišení však není tak vysoké jako horizontální, chyby (RMSE) v řádu desítek metrů jsou v terénu s prudkými svahy běžné (Fujita et al., 2008). Nevýhodou satelitního snímání je závislost na aktuálních meteorologických podmínkách, pokud je oblast zakryta oblačností, snímek není pro analýzu využitelný.

2.6.1.2 Letecké snímkování

Tento způsob získávání dat je vhodnější do oblastí, které již byly zmapovány, protože snímek pokryje výrazně menší plochu než snímek satelitní (Kääb et al., 2005). Výhodou je větší operativnost (je možné objednat přelet nad zkoumanou oblastí na určitou dobu), delší tradice a tedy i déle existující archiv snímků, také vyšší prostorové rozlišení. Vysoká přesnost snímků je však vykoupena vyšší cenou za km² v porovnání se satelitními snímky. Získaná data jsou dále zpracovávána fotogrammetrickými metodami. Pro vytvoření velmi přesného digitálního modelu terénu je využíváno laserové skenování - LiDAR (Light Detection and Ranging). LiDAR patří k nejnovějším technologiím pro pořizování prostorových dat o území. Laser vysílá pulzy (až 133 000 za sekundu) a je měřena doba, za kterou se odražený paprsek vrátí zpět (Scheidl et al., 2008). Výhodou je velká hustota naměřených dat v krátkém časovém intervalu, možnost použití i za tmy a vysoká přesnost získaných dat (5-6 mm, lidarusa.com).

2.6.2 Terénní výzkum

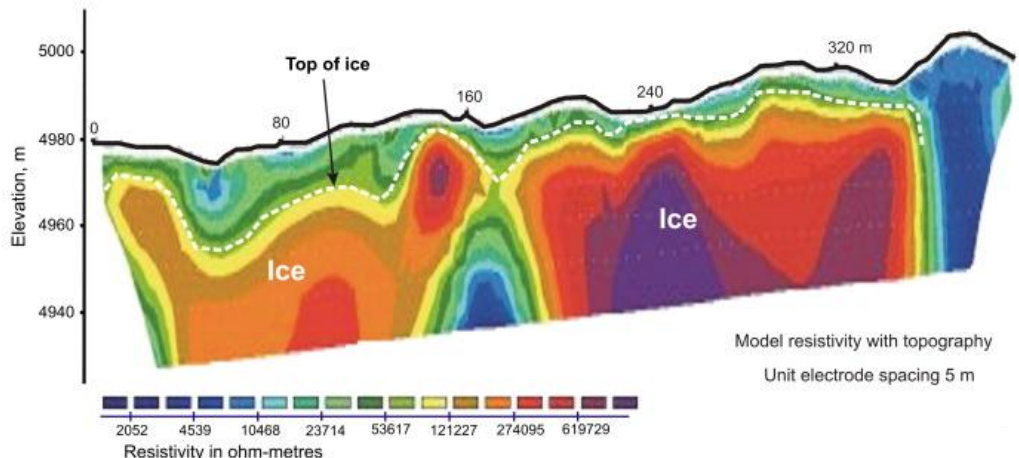
Přestože se technologie spojená s dálkovým snímáním neustále vyvíjí a zdokonaluje, terénní průzkum je stále nenahraditelnou součástí monitoringu rizikových jezer. Práce v terénu většinou zahrnují celý komplex metod hydrologických, geomorfologických, inženýrsko-geologických, geodetických, geofyzikálních, glaciologických i meteorologických (Černý et al., 2009). Takový detailní výzkum je třeba k co nejpřesnějšímu vyhodnocení rizika průvalu jezera, určení nejslabšího místa hráze a případně i k návrhu opatření vedoucí k snížení rizika.

Hydrologické metody zahrnují především batymetrická měření a následné vytvoření batymetrické mapy jezerní pánve, která může poukázat na změny probíhající v podloží jezera. Data z batymetrického měření jsou také využita k výpočtu objemu vody v jezeře, ten dále slouží k odhadu maximálního průtoku případné povodně. Pokud existuje povrchový přítok a odtok z jezera, provádí se měření průtoku za pomoci hydrometrické vrtule, dále se sleduje také kolísání vodní hladiny. Tato data slouží k odhalení případných extremit odtoku. Přesné zaměření břehové linie jezera nebo zjištění morfometrických charakteristik hráze je prováděno v rámci geodetických prací.

Obsáhlý souhrn geomorfologických a glaciologických metod výzkumu poskytuje ve své publikaci Hubbard a Glasser (2005). Příkladem může být tzv. ice radar, který vysílá

a detekuje elektromagnetické záření a zjišťuje tak vlastnosti ledovce. Takto je možné zjistit nejen mocnost ledovce, ale díky rozdílné odrazivosti i dutiny či vnitroledovcová jezera. Často využívaná je také metoda izotopové hydrologie (tzv. tracer investigations), kdy se za pomoci fluorescenčních barviv zjišťuje např. rozmístění odtokového systému ledovce.

K zjištění vnitřní struktury morénové hráze jsou využívány metody geofyzikální. Mezi ně se řadí například použití speciálního radaru (ground penetrating radar; GPR). Ten vysílá a zaznamenává odražené záření z rozhraní mezi materiály s odlišnou dielektrickou permitivitou, která je určena obsahem vody/ledu a vlastnostmi sedimentu (Hinkel et al., 2001). Spontánní polarizace je za pomoci dvou elektrod zase schopna odhalit prosakování vody hrází, přítomnost podzemních odtokových kanálů nebo intenzivní tání pohřbeného ledu (Titov et al., 2002; Černý et al., 2009). Zmínit je třeba i geoelektrické metody, Pant a Reynolds (2000) využili při výzkumu hráze jezera Thulagi v Nepálu konkrétně metodu elektrické odporové tomografie (ERT). Tato metoda je založená na rozdílných elektrických vlastnostech materiálů, velice často využívaná je pro identifikaci a vymezení rozsahu pohřbeného ledu v morénové hrázi (obr. 8), který vykazuje velmi vysoké hodnoty elektrického odporu - více než 10^5 Ohm·m (Reynolds, 1997).

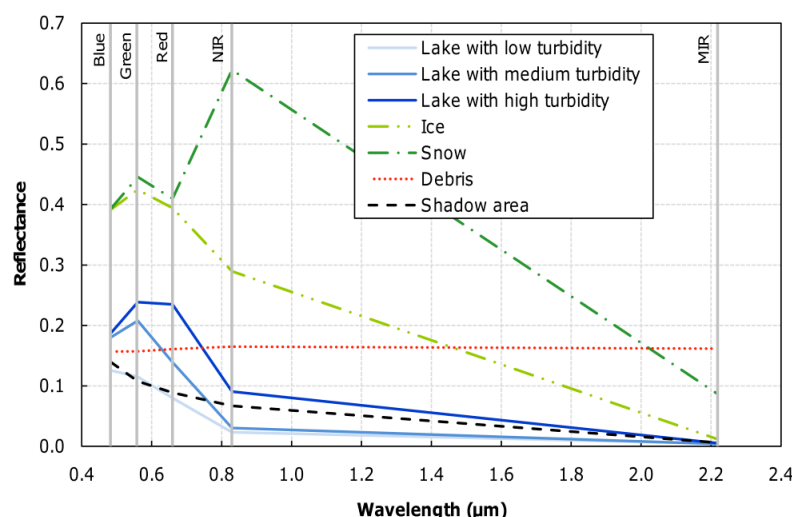


Obrázek 8. Výstup metody elektrické odporové tomografie použité na morénové hrázi jezera Imja Tsho, Nepál.
Zdroj: Hambrey et al., 2008.

2.6.3 Postup při detekci rizikových jezer

Mnoho autorů používá postup, při kterém je celý proces hodnocení rizik rozdělen do několika fází (Huggel et al., 2002; Frey et al., 2010; Quincey et al., 2007). V rámci první fáze je cílem detekovat ledovcová jezera nacházející se na zkoumaném území. Toto je prováděno za pomoci analýzy satelitních snímků. Detekce jezer je prováděna automaticky, používá se k tomu např. normalizovaný diferencovaný index vody (NDWI) (Bolch et al., 2008; Huggel et al., 2002) nebo jiné vzorce založené na různé spektrální odrazivosti povrchů (Wessels et al., 2002). S tímto automatickým postupem se však pojí určité potíže, některá jezera s nízkou turbiditou nemusí být vůbec detekována, problémy činí také zastínění v hornatém terénu, které je občas chybně klasifikováno jako vodní plocha, protože vykazuje podobný spektrální odraz (obr. 9; Gardelle et al., 2011). Následuje proto většinou manuální korekce.

Druhá fáze se většinou soustředí na zhodnocení stability jezer vytipovaných v první fázi (Huggel et al., 2002), a to posouzením charakteristik jezera a jeho okolí neboli tzv. aspektů stability jako je např. plocha jezera, vzdálenost jezera od čela ledovce, trhliny na ledovci nebo morfometrické charakteristiky hráze. V třetí fázi se pak pozornost zaměřuje na jezera, která byla v předchozí fázi vyhodnocena jako potenciálně nebezpečná. Následuje terénní výzkum, během něhož jsou změřeny další parametry důležité pro závěrečné vyhodnocení rizika průvalu.



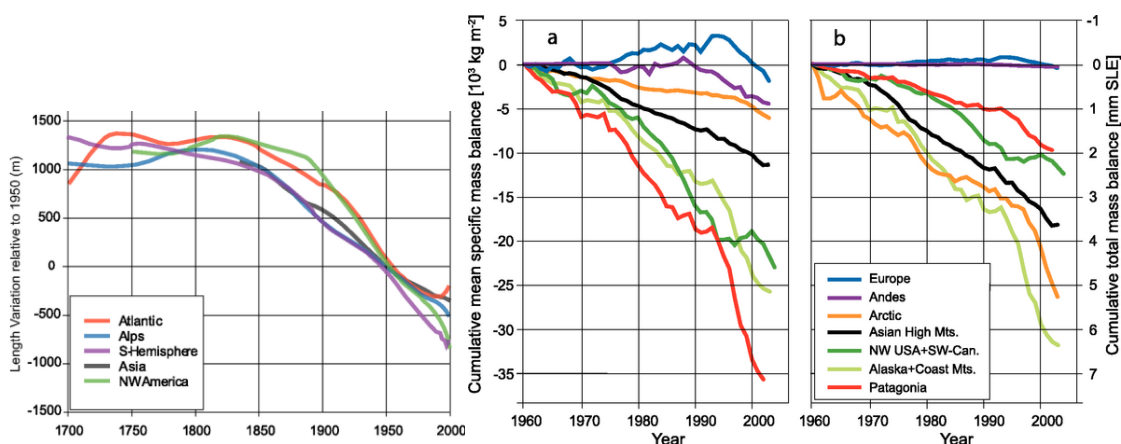
Obrázek 9. Spektrální odrazy typické pro vybrané druhy povrchu, založeno na snímku LANDSAT-ETM z roku 2001, Bhútán. Zdroj: Gardelle et al., 2011

2.7 Vliv změny klimatu na ledovce a ledovcová jezera

Změny klimatu na globální i regionální úrovni a možné důsledky s nimi spojené jsou častým námětem mnohých odborných prací napříč sociálními i geovědními obory. Velká pozornost je věnována především interakci změn klimatu a vývoje horského zalednění. Tímto světově významným tématem se zabývá velké množství odborníků (Aizen et al., 1996; Dyurgerov, 2003; Dyurgerov and Meier, 2005; Liu et al., 2004; Hagg et al., 2007; Bury et al., 2011; Koppes et al., 2008). Ledovce jsou v některých regionech hlavním a nenahraditelným zdrojem nejen pitné vody, ale i vody používané v zemědělství (zavlažování) nebo průmyslu (hydroelektrárny). Výrazný ústup ledovců proto vzbuzuje obavy z budoucího nedostatku vody.

Saldo hmotové bilance ledovce je určeno interakcí mezi toky energie směřující k povrchu ledovce a od něj a výskytem pevných srážek (IPCC, 2007). Greene (2005) uvádí, že fluktuace ledovce vykazují v průběhu 20. století ve velkém měřítku silnou korelaci s teplotou vzduchu. Změny v akumulaci sněhu však také hrají významnou roli, mohou dokonce být hlavním důvodem ústupu ledovce, např. při lokální změně atmosférické cirkulace. Vincent et al. (2005) potvrzuje tuto skutečnost zpracováním záznamů ze západní části Alp, kde fluktuace ledovců během 18. a 19. století jasně odpovídá změnám v úhrnu srážek, nikoli teplot vzduchu.

Změny v hmotové bilanci ledovců i globální teplotě vzduchu od konce 80. let nemají dle Trenberth (1999) obdoby. Očekává se, že zkoumání průběhu těchto změn v tomto období může vést k bližšímu porozumění vývoje vztahu klimatu a ledovců v budoucnosti. K tomu mají také sloužit stále přesnější hydrologické (Hagg et al., 2007) a klimatické (Aizen et al., 2007) modely. Problémem však zůstává odlišná reakce každého ledovce na regionální a globální změny klimatu. Větší ledovce (nad 3 km²) mohou reagovat se zpožděním několika desetiletí, ty menší již v průběhu několika let. Mezivládní panel pro klimatické změny (IPCC) uveřejnil v roce 2007 zprávu o vývoji vztahu klimatu a zalednění, která potvrzuje složitost situace a nejednotnost reakcí jednotlivých regionů na změny klimatu (obr. 10).



Obrázek 10. Vlevo: Průměrné změny v délce ledovcových splazů v jednotlivých regionech. Data upravena tak, aby nula odpovídala roku 1950. Regiony: Atlantik (jižní Grónsko, Island, Jan Mayen, Špicberky, Skandinávie), Alpy, J polokoule (tropy, Nový Zéland, Patagonie), Asie (Kavkaz, střední Asie), SZ Amerika (Kanadské Skalnaté hory).

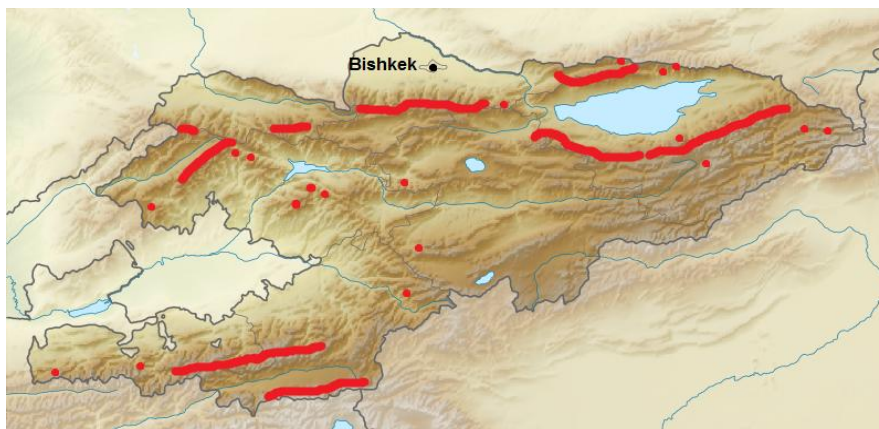
Vpravo: Kumulativní hmotová bilance ledovců. Kumulativní průměrná specifická hmotová bilance (a) a kumulativní celková hmotová bilance (b) ledovců. Celková hmotová bilance je vyjádřena jako příspěvek každého regionu k zvýšení hladiny světového oceánu. Zdroj: IPCC 2007

Ledovcová jezera vysokohorských oblastí jsou změnami klimatických podmínek ovlivňována nepřímo, a to právě skrze ústup horského zalednění do vyšších nadmořských výšek. Po ústupu ledovcového čela zůstávají v jeho předpolí deprese často ještě zahrazené morénovým materiálem. Tyto sníženiny se následně plní tavnou vodou z ledovce a vznikají tak nová jezera. Ledovcové splazy na méně svažitém terénu podléhají spíše ztenčování ledovcového čela, nová jezera se tak mohou tvořit přímo na jejich povrchu. Větší množství tavné vody z ustupujícího ledovce také vede k zvyšování objemu jezer již existujících. Tato jezera se tak mohou stát nebezpečnými, hrozí u nich provalení hráze a následná povodeň může mít v obydlených či člověkem využívaných oblastech katastrofální následky. Ústup ledovce má tedy za následek intenzivnější oběh vody. Proces vzniku nových jezer, jejich zvětšování a vyprázdnění průvaly je mnohem dynamičtější. Jelikož ústup ledovců má velký potenciál pokračovat (Dyurgerov, 2003), v budoucnu budou některé regiony ohroženy nejen nedostatkem vody, ale také zvýšeným výskytem povodní typu GLOF a selových proudů.

2.8 Studované lokality Kyrgyzstánu

Na území Kyrgyzstánu je dle poslední katalogizace více než 350 jezer (obr. 11), u nichž hrozí riziko průvalu, kolem 20 jezer se každoročně nachází ve stádiu aktuálního nebezpečí průvalu (Petrakov et al., 2012). K průvalům vysokohorských jezer zde dochází každoročně a vzhledem ke stále intenzivnějšímu využívání horských údolí se očekávají i vyšší škody při těchto katastrofách (Černý et al., 2010). Studium průvalových jezer nacházejících se např. v oblasti Himálaje na území Nepálu či Bhútánu se zabývá velký počet odborníků (Reynolds, 1998; Benn et al., 2012; Fujita et al., 2009; Komori, 2008; Worni et al., 2012; Rana et al., 2000; Quincey a kol, 2007; Bolch et al., 2008; Cenderelli a Wohl, 2001; Richardson a Reynolds, 2000a,b). Naproti tomu studium rizikových jezer v Kyrgyzstánu bylo z pohledu zahraničních výzkumných týmů spíše podceňováno, výzkum se zaměřoval na konkrétní jezera jen ojediněle (j. Merzbacher, j. Zyndan). V posledních letech se však zájem o tuto oblast, soudě podle nárůstu počtu odborných publikací, zvyšuje. Jedná se nejčastěji o práce zaměřené na identifikaci potenciálně nebezpečných jezer (Bolch et al., 2011) nebo sledování změn v zalednění území a ústupu ledovců, se kterým souvisí i vznik nových a zvětšování již existujících jezer (Aizen et al., 2006; Narama et al., 2009; Aizen et al., 2007; Bolch, 2007; Kutuzov a Shahgedanova, 2009).

Samostatná kapitola (2.8.1.) je věnována výzkumu ledovcových jezer, který je na území Kyrgyzstánu soustavně prováděn již 10 let českým týmem katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy ve spolupráci s geologickou firmou Geomin a kyrgyzským výzkumným ústavem Gosgeolagentestvo (Janský a kol, 2009; Janský et al., 2010; Černý et al., 2007; Černý et al., 2010).



Obrázek 11. Schematická mapa výskytu potenciálně nebezpečných vysokohorských jezer na území Kyrgyzstánu.

Zdroj: Černý et al., 2007

Jezero Merzbacher

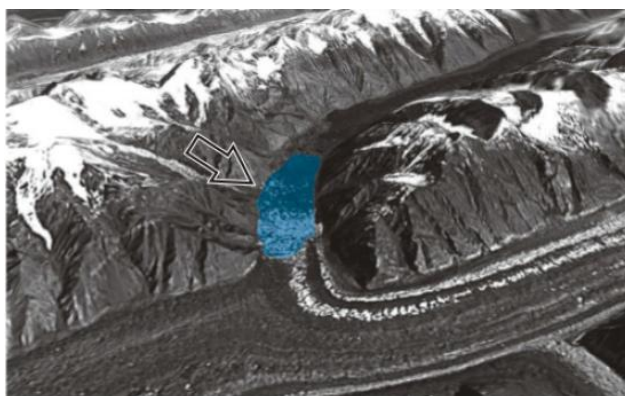
Pravděpodobně nejdéle sledovaným ledovcovým jezerem Kyrgyzstánu je jezero Merzbacher nacházející se ve východní části země. Od jeho objevení horolezcem a výzkumníkem Gottfriedem Merzbacherem v roce 1903 uplynulo již 110 let, sledování a výzkum tohoto jezera v uplynulém století popisuje Glazirin (2010). Jezero se nachází v centrální části pohoří Tien Shan v blízkosti dvou vrcholů Khan Tengri (6995 m n. m.) a Pobeda Peak (7439 m n. m.) u hranic s Čínou. Jedná se o jezero hrazené ledovcem, které je s jistou pravidelností vypouštěno odtokovými kanály uvnitř ledovce. Nachází se v místě, kde se dříve napojovala severní větev ledovce Inylček k jižní. Severní Inylček však v důsledku změny klimatu v tomto regionu výrazně ustoupil a v jeho předpolí se vytvořilo jezero hrazené právě ledovcem jižní Inylček (obr. 12; Glazirin, 2010). Jeho vznik je odhadován na druhou polovinu 19. století (Glazirin a Popov, 1999).

Téměř každoroční plnění a následné vyprázdňení proglaciálního jezera je spíše výjimkou (Vinogradov, 1977), avšak jezero Merzbacher opakuje tento cyklus již více než 100 let. Některé roky dojde k naplnění a vyprázdňení dokonce dvakrát (např. 1980), jindy není zaznamenán průval žádný (Glazirin, 2010). V létě dochází k plnění jezera především tavnou vodou z údolí ledovce Severní Inylček, v době intenzivního tání bylo pozorováno zvýšení hladiny až o 2 m za den (Ajrapetyants a Bakov, 1971). Při naplnění je plocha jezera asi 4 km² a hloubka v blízkosti ledovce asi 100 m (Glazirin, 2010). Po dosažení určité hloubky (lišící se rok od roku) dojde k nadnesení ledové hráze a jezero se vyprázdní do hlavního údolí (Xie et al., 2012). Maximální průtoky při této události dosahují až 1000 m³ s⁻¹ a povodeň (GLOF) je zaznamenávána ještě v 200 km vzdálené čínské stanici (Glazirin, 2010). Zjištěn byl za sledované období posun této události ze září až začátku října na přelom července a srpna (obr. 13). Dřívější vylití jezera může být způsobeno buď intenzivnějším táním ledu v povodí a tedy dřívějším naplnění jezera, nebo také ztenčováním ledovce Jižní Inylček a jeho snazším nadnesení (Glazirin, 2010).

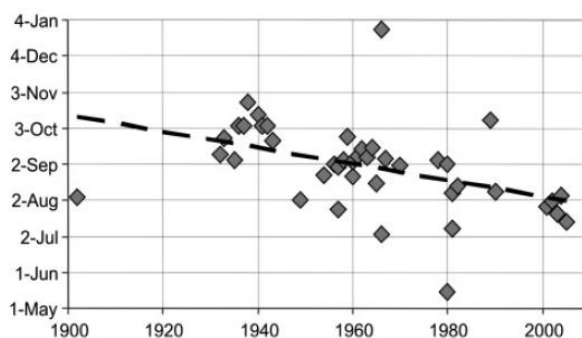
Od 30. let 20. století bylo jezero i přilehlý ledovec zkoumány především sovětskými výzkumníky (např. Pogrebetskij, 1935; Glazirin a Kagan, 1986), od počátku třetího tisíciletí zde působí i vědecké týmy Německa, Rakouska nebo Číny (Xie et al., 2012; Shen et al., 2009; Mayer et al., 2008; Helm et al., 2008; Häusler et al., 2011). Právě Xie et al. (2012) vytvořili tzv. Index rizika pro jezero Merzbacher a zjistili, že po dosažení určitých parametrů dojde k vylití jezera do 5-8 dnů. Navržený postup má stále jisté nedostatky, do budoucna by však

mohl pomoci lépe odhadovat blížíící se průval a vytvořit prostor pro včasné varování obyvatelstva žijícího v zasahované oblasti.

V současnosti existují v tomto místě dvě jezera nazývaná Horní a Dolní jezero Merzbacher. Jako „dolní“ je označováno výše popsané jezero objevené v roce 1903, horní je později vytvořené proglaciální jezero vzniklé po dalším ústupu ledovce Severní Inylčec přibližně v polovině 20. století. Oblast mezi oběma jezery je nazývána „Peremitschka“. (Glazirin, 2010)



Obrázek 12. Jezero Merzbacher (šipka) vzniklé ústupem ledovce Severní Inylčec (vpravo nahoře), hrazené ledovcem Dolní Inylčec (dole, pohyb zprava doleva). Zdroj: Glazirin, 2010



Obrázek 13. Dlouhodobý záznam dat průvalů z jezera Merzbacher. Zdroj: Glazirin, 2010.

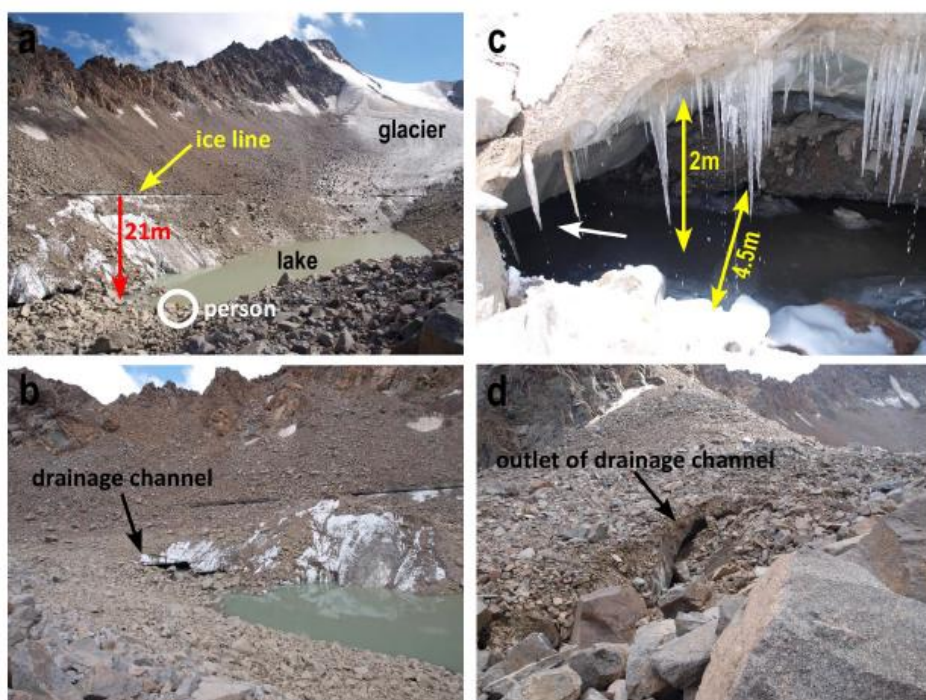
Jezero Zyndan

Ledovcovým jezerům většinou trvá několik desetiletí, než se vyvinou do větších rozměrů, například ta nacházející se v Himálaji na území Bhútánu se vyvíjejí od 50. let 20. století (Ageta et al., 2000). Na hřebtech Tien Shanu Ile Ala-Tau a Kungey Alattoo se nacházejí ledovcová jezera, která se vyvíjejí od relativně nedávné doby, většinou od 80. let

(Narama et al., 2009). Jezero Zyndan (nejčastěji označováno jako w-Zyndan, *western* = západní) je však jedním z jezer, která ve většině případů ani nemohou být identifikována jako potenciálně nebezpečná, natož aby zde byla provedena zmírňující opatření. Jeho vývoj vedoucí k průvalu byl příliš rychlý, jak popisuje Narama et al. (2010). Na satelitním snímku z dubna 2008 není v daném místě jezero žádné, poprvé se malé jezírko na ledovci objevuje až na snímku z 12. května 2008 a má plochu pouhých 2300 m². Dne 13. června již byla zaznamenána plocha 26 000 m² a během následujících dnů jezero svou plochu téměř zdvojnásobilo na 42 200 m². V průběhu asi 2,5 měsíců se ve sníženině naakumulovalo a následně během několika hodin oteklo více než 437 000 m³ vody.

K průvalu došlo dne 24. července 2008 asi v 16 h, což je usuzováno dle hlasité „exploze“ zaznamenané obyvateli v nižší části údolí. Při pozdějším prozkoumání jezera bylo zjištěno, že nejprve došlo k přelítí hráze, následně však byl uvolněn (pravděpodobně již dříve vytvořený) podzemní odtokový kanál (obr. 14) vedoucí morénou podél pohřbeného ledu v délce 350 m (Narama et al., 2010). Kvůli poměrně prudkému sklonu části údolí (nad 11°; Huggel et al., 2002) došlo k transformaci povodně na selový proud, který unášel balvany o průměru 1-2 m. Průtok se zvyšoval až do 1 h (25.7.) a o 6 hodin později se vrátil na úroveň před povodní. Maximální dosažený průtok byl vypočten na 27 m³ s⁻¹ za použití empirického vzorce pro subglaciální průval (Walder a Costa, 1996). Tato událost si vyžádala 3 oběti, byla poničena veškerá infrastruktura v zasažené oblasti, velké škody utrpěly zemědělské plochy a chov ryb pro jezero Issyk Kul (Narama et al., 2010).

Přestože byl objem této povodně výrazně nižší než je tomu u povodní typu GLOF v Himálaji nebo Karákoramu (např. povodeň na Zhangzangbo v roce 1981, která měla objem cca 19 mil. m³ (Mool, 1995); Yamada a Sharma, 1993; Watanabe a Rothacher, 1996), z výše uvedeného výčtu škod vyplývá, že jezera o menším objemu zadržované vody nelze podceňovat. Povodeň o několikanásobně nižším objemu (asi 50 000 m³) zdevastovala v roce 1998 vesnici Shahimardan v Alajském hřbetu a zanechala za sebou mimo obrovské materiální škody i více než 100 obětí (Shrestha et al., 2007).



Obrázek 14. Jezero Zyndan po průvalu 2008. a) Hladina jezera poklesla o 21 m. b) Odtokový kanál. c) Rozměry odtokového kanálu. d) Vyústění odtokového kanálu. Zdroj: Narama et al., 2010

Ostatní lokality

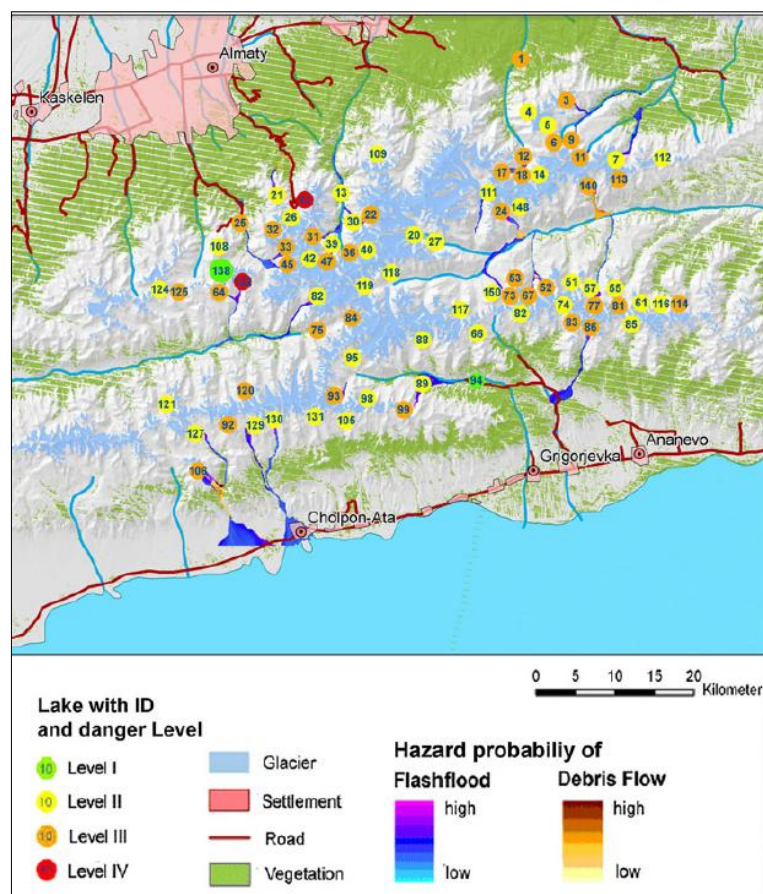
Nepříliš časté zaměření výzkumných týmů na konkrétní jezera nejspíš vyplývá z tendence upřednostňovat dálkový průzkum země nad kontaktními metodami, tedy prací přímo v terénu. Častěji je výzkum zaměřen na větší oblast (např. celý hřeben pohoří Tien Shan) a monitorována jsou všechna jezera a změny zalednění této oblasti. Ústupu ledovců na území Kyrgyzstánu se věnuje velká řada odborných prací (Bolch, 2007; Narama et al., 2006; Aizen et al., 2006; Kutuzov a Shahgedanova, 2009; Vilesov a Uvarov, 1998), tento proces je však se vznikem nových a zvětšováním již existujících jezer přímo spjat.

Výzkumem ústupu zalednění a monitorováním ledovcových jezer ve dvou paralelních hřebtech Ile Ala-Tau a Kungey Ala-Too severně od jezera Issyk Köl se zabývá Narama et al. (2009). Porovnáním satelitních snímků oblasti z roku 1971 a 2007 bylo zjištěno celkové zmenšení ledovcového pokryvu o 15 %, přičemž u čtyř lokalit z osmi byl ústup ještě výraznější (19-20 %). Důsledky ústupu zalednění mimo jiné dokumentuje i zvyšující se počet ledovcových jezer v oblasti. V roce 1971 jich bylo identifikováno asi 270, na snímku z roku 2007 jich bylo zachyceno přibližně 320 (Narama et al., 2009). Pro tuto oblast je však typický výskyt ledovcových jezer spíše menších rozměrů, přes 70 % ze všech zaznamenaných v roce

1971 i 2007 mělo rozlohu do 5000 m², plošně rozsáhlejší jezera (nad 100 000 m²) se zde vyskytují pouze dvě.

Tým autorů také sleduje výskyt povodní z ledovcových jezer (GLOF) v rámci severního svahu hřbetu Ile Ala-Tau. Za období 1970-1990 zde byly zaznamenány čtyři katastrofické povodně způsobené průvaly jezer, jejichž plocha byla okolo 42 000 m². Hlavním faktorem ovlivňujícím vznik povodní typu GLOF bylo podle autorů Narama et al. (2009) a Baimoldaev a Vinohodov (2007) tání pohřbeného ledu uvnitř čelní morény a následný kolaps hráze. Příkladem může být povodeň z průvalu morénou hrazených jezer Tuyuksu v roce 1973 o objemu 224 000 m³, která měla za následek 10 obětí a značné materiální škody. Druhým popsáním případem je náhlé vyprázdnění termokrasového jezera u ledovce č. 35, jež vedlo k povodni na řece Kaskelen v roce 1980. Objem uvolněné vody byl asi 220 000 m³. V současnosti existuje ve sledované oblasti přibližně stejný počet ledovcových jezer středně velkých rozměrů (10-50 000 m²) jako v 70. letech minulého století a v této souvislosti autoři varují před možným zvýšeným výskytem událostí GLOF (Narama et al., 2009).

Stejnou oblastí, tedy hřbety Ile Ala-Tau a Kungey Ala-Too v rámci severního Tien Shanu, se zabývá také Bolch et al. (2011). Tato práce představuje komplexní přístup k identifikaci potenciálně nebezpečných jezer a zahrnuje lokalizování jezer pomocí dálkového snímání, geomorfometrickou analýzu a následné modelování v prostředí GIS. Do kategorie nejvyššího rizika byla zařazena dvě jezera, a to č. 23 v blízkosti města Almaty a č. 122 v bočním údolí řeky Chon-Kemin. Obě se poměrně dynamicky vyvíjejí, doporučením autorů je kontinuální monitoring. U prvního z nich dokonce již bylo provedeno prohloubení odtokového koryta kvůli snížení rizika průvalu. V druhé nejvyšší kategorii (střední riziko) je zařazeno 45 jezer a i u nich je doporučen individuální přístup a pravidelná kontrola (obr. 15).



Obrázek 15. Rozmístění potenciálně nebezpečných jezer ve studované oblasti, severní Tien Shan. Zdroj: Bolch et al., 2011

Problematicou ústupu ledovců a s tímto jevem souvisejícím vznikem a zvětšováním ledovcových jezer v Kyrgyzstánu se dále zabývá např. Kutuzov a Shahgedanova (2009), jejich výzkumnou lokalitou je hřbet Terskey Ala-Too táhnoucí se ve V-Z směru jižně od jezera Issyk Köl. Sledováním důsledků změny klimatu ve vysokohorských oblastech střední Asie, v Kyrgyzstánu konkrétně masivem Ak-Šijrak a oblastí Ala Arča v Kyrgyzském hřbetu, se zabývá Aizen et al. (2007).

2.8.1 Výzkum jezer KFGG PřF UK

Od roku 2004 působí v Kyrgyzstánu na poli průvalových ledovcových jezer i česko-kyrgyzský vědecký tým složený ze zaměstnanců geologické firmy Geomin s r.o., členů katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK a za kyrgyzskou stranu členi státní instituce Gosgeolagentstvo, která se zabývá výzkumem a monitoringem přírodních procesů a s nimi spojených rizik. Projekty jsou zaměřeny především na zhodnocení nebezpečnosti konkrétních

vysokohorských jezer, navržení opatření zajišťující snížení rizika průvalu, vypracování rizikové analýzy vybraných ohrožených údolí, dále vybudování stálé výzkumné stanice a zhodnocení klimatických trendů a vývoje zalednění v oblastech zkoumaných horských hřbetů Tien Shanu. Nejvýznamnější část dat a informací je získávána při terénních pracích, doplněna jsou informacemi získanými analýzou satelitních snímků a monitorovacími lety nad sledovanými lokalitami. Zdrojem velké části informací v této kapitole jsou závěrečné zprávy projektů Černý et al. (2007) a Černý et al. (2010).

Na počátku byly formulovány hlavní faktory vedoucí k průvalu jezer (Yerokhin, 2003). Dle těchto faktorů byla následně zhodnocena nebezpečnost konkrétních vysokohorských jezer. Těmito faktory jsou:

1. *Typ a podtyp jezera.* Nejnebezpečnější jsou moréno-ledovcová a ledovcová, méně termokrasová, nejméně ta jezera, kde alespoň spodní část hráze tvoří skalní práh.
2. *Tendence k naplňování.* Nebezpečné je to jezero, které kvůli ucpání podzemních odtokových kanálů nebo nadměrného přítoku zvětšuje svůj objem.
3. *Typ výtoku z jezera.* Jezera s podzemním odtokem jsou nebezpečnější než ta s odtokem povrchovým.
4. *Termokrasové pochody na březích a dně jezera.* Nejvýznamnější vliv mají tyto pochody v místě výtoku z jezera, pokud se uskutečňuje skrz pohřbený led.
5. *Poloha ledovce.* Vliv má vzdálenost ledovce od jezera, vyšší pravděpodobnost protržení nastává při přímém kontaktu ledovce s jezerem.
6. *Vliv tavných vod na hydrologickou bilanci jezera.* Jezero je nebezpečnější, pokud do něj stéká veškerá tavná voda z ledovce, než pokud do něj přitéká jen část nebo žádná tavná voda.
7. *Hloubka jezera.* S rostoucí hloubkou se zvyšuje náchylnost jezera k protržení, hráz musí snášet větší tlak vody.

Na základě získaných informací byly vymezeny tři kategorie nebezpečnosti průvalových jezer (Yerokhin, 2003):

1. Nejnebezpečnější jezera. Existuje zde aktuální hrozba protržení. Tato událost by měla významný negativní vliv na obyvatelstvo a majetek.
2. Nebezpečná jezera. V konkrétním stádiu vývoje se blíží k jezerům hrozícím protržením, hrozba však není aktuální.
3. Jezera, která se v minulosti protrhla, ale v současné době je riziko průvalu minimální.

Celkem bylo do různé míry (od rekognoskace po detailní multioborový výzkum) prozkoumáno 79 jezer na 25 lokalitách nacházejících se v rámci sedmi horských hřbetů: Kyrgyzský, Kungey, Terskey, Ak-Šijrak, Talaský, Babaš-Ata a Alajský. V příloze je výčet zkoumaných lokalit rozdělený dle horských hřbetů (příloha 1).

Hlavní zkoumané lokality

Jezero Petrova

Jezero Petrova (3741 m n. m.) leží v předpolí stejnojmenného ledovce, který se nachází na severozápadním svahu masivu Ak-Šijrak v centrálním Tien Shanu. Jedná se o moréno-ledovcové jezero s povrchovým odtokem, jež bylo utvořeno po ústupu ledovce mezi ledovcovým čelem a čelní morénou. S plochou (přes 4 mil. m²) a objemem zadržované vody (66 mil. m³) je největším jezerem tohoto typu v celém Tien Shanu, zároveň také jedním z nejnebezpečnějších (Černý et al., 2010). Geofyzikální měření objevila v morénové hrázi pohřbený led (Janský et al., 2009), nachází se v ní také velké množství termokrasových jezer (obr. 16), což riziko průvalu ještě zvyšuje (Richardson a Reynolds, 2000b).



Obrázek 16. Termokrasová jezera v čelní moréně hradící jezero Petrova.

Ústup čela ledovce Petrova (obr. 17) není v této oblasti výjimkou, Dyurgerov (1995) potvrzuje negativní hmotovou bilanci ledovců celého masivu Ak-Šijrak. Jezero Petrova tak zvětšuje svou plochu ročně o desítky tisíc m^2 (průměrný roční nárůst plochy za období 1995-2006 byl 92 700 m^2 ; Janský et al., 2009). Největší hloubka (69,3 m) byla změřena v blízkosti ledovcového čela, které podléhá intenzivnímu telení (Janský et al., 2009).

Jezero Petrova představuje velké riziko nejen kvůli své velikosti a dalším faktorům ovlivňujícím stabilitu hráze (Costa a Schuster, 1988; Richardson a Reynolds, 2000a), ale i kvůli přítomnosti odkaliště úpravárenských odpadů v blízkosti hráze jezera. Jezero Petrova se totiž nachází na území těžební licence kanadské společnosti, která v blízkém povrchovém dole těží zlatonosnou rudu. Při případném průvalu by mohlo dojít k porušení hráze tohoto odkaliště a ekologické katastrofě v údolí řeky Kumtor vytékající z jezera (Janský et al., 2009). Z tohoto důvodu je oblast jezera Petrova, jeho hráz i přilehlý ledovec, detailně sledována a průběžně jsou aplikována opatření na snížení rizika průvalu (Černý et al., 2010).



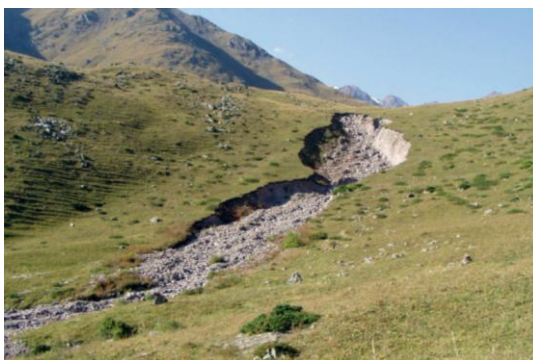
Obrázek 17. Jezero Petrova v přímém kontaktu s ledovcovým čelem.

Jezero Koltor

Jezero Koltor leží v nadmořské výšce 2715 m na severním svahu Kyrgyzského hřbetu. Jezero bylo původně hrazeno morénou, později však údolí v tomto místě zahradily ještě sesuvy z pravé i levé strany a jezero zvětšilo svůj objem (Yerokhin, 2003). Plocha jezera je 221 500 m² a objem 1,83 mil. m³ při maximální hloubce 14,8 m (Černý et al., 2010).

Asi 2 km nad jezerem se nachází moréna končící pod ledovcem. V ní existuje několik depresí nepravidelně se plnící vodou. K zvyšování hladiny jezera dochází v důsledku zvýšeného přítoku tavné vody z ledovce, sezónní sněhové pokrývky nebo z přívalových dešťů (Janský et al., 2010). Odtok z jezera je podpovrchový, při prudkém zvýšení hladiny však dochází k povrchovému odtoku a přelivu vody přes hráz. Dříve tato situace nastávala jen výjimečně, v poslední době k tomu však dochází téměř každý rok (Černý et al., 2010). Na vnější straně hráze se proto vytvořila erozní rýha místy až 25 m široká a 5 m hluboká (obr. 18), jež se při každém dalším přelivu prohlubuje a přibližuje ke koruně hráze. Po zpevnění horní části strže se tato rýha zdá být prozatím stabilizována (Černý et al., 2010).

Údolí pod jezerem Koltor i údolí Kegety je poměrně hustě osídleno, je zde i zázemí pro turisty a infrastruktura. Případný průval jezera Koltor by pravděpodobně ohrozil mimo jmenované i přilehlou část Čujské kotliny. Vlivem klimatických změn, intenzivnějšího tání ledovců a větší frekvence přívalových dešťů se nebezpečí průvalu zvyšuje a pravidelné sledování tohoto jezera patří proto dle autorů Černý et al. (2010) k prioritám.



Obrázek 18. Aktivní strž na vnější straně hráze jezera Koltor. Zdroj: Černý et al., 2010

Údolí Adygine

Morénovo-ledovcový komplex Adygine leží v nadmořské výšce 3400-4200 m na severní straně Kyrgyzského hřbetu asi 40 km jižně od hlavního města Biškek. Tato oblast se nachází v jednom z vedlejších údolí ústících ze západu do hlavního údolí Ala Arča, kde se nachází stejnojmenný národní park. V rámci lokality Adygine se nachází 22 jezer různého genetického typu, kvůli poměrně rychlému ústupu ledovce se celý komplex dynamicky vyvíjí (Černý et al., 2010). Největší jezero Adygine Horní je hrazeno skalním prahem překrytým morénou, voda z něj odtéká převážně po povrchu a napájí termokrasové jezero Adygine Dolní. V posledních letech se utvořilo pět jezer na kontaktu s ustupujícím ledovcovým čelem, menší termokrasová jezera se nacházejí na mladší generaci morény (obr. 19). Celý komplex je detailně monitorován také díky výstavbě výzkumné stanice v roce 2008.



Obrázek 19. Lokalita Adygine – pohled z JZ. Uprostřed jezero Adygine Horní, vpravo čelo ledovce, rok 2012.

Jezero Adygine Horní má rozlohu 32 000 m² a objem asi 208 000 m³. Opakovaná batymetrická měření (rok 2005 a 2008) nezachytila žádné významnější změny v morfologii jezerní pánve, podzemní odtokové kanály odvádějící vodu z jezera však zvyšují riziko průvalu tohoto jezera. Jezero Adygine Dolní se nachází v 50 m hluboké termokrasové depresi (obr. 20), z níž je voda odváděna pouze podpovrchovými cestami. Kromě povrchového přítoku je pravděpodobně zásobeno i podzemním kanálem (Černý et al., 2007). Značný denní výkyv hladiny jezera nejspíš souvisí s omezenou kapacitou odtokových kanálů, jejichž případné ucpání by mohlo vést k naplnění celé deprese o objemu cca 300 000 m³ (Janský et al., 2010). K vyprázdnění tohoto jezera spodní cestou již v minulosti několikrát došlo, s měnícími se klimatickými podmínkami lze očekávat další takové průvaly (Janský et al., 2010). Zvýšená pozornost je také věnována nově vznikajícím jezerům u čela ledovce, z nichž jedno nejspíše zásobuje výše zmíněné spodní termokrasové jezero. Jejich rychlý vývoj a zvětšující se objem zadržované vody upozorňuje na zvyšující se nebezpečnost celého komplexu.

Úzké údolí říčky Adygine bez vyvinutého údolního dna poskytuje dostatek materiálu, který by byl případnou povodňovou vlnou unášen. Hrozí proto vytvoření selu, který by ohrozil turisty hojně využívanou infrastrukturu i výstavbu v údolí Ala Arča, níže ležící vesnici Kaška Su a případně i část města Biškek (Černý et al., 2010).



Obrázek 20. Termokrasová deprese a jezero Adygine Dolní. Vpravo povrchový přítok do jezera.

3 Lokalita Adygine

3.1 Fyzicko-geografické podmínky lokality Adygine

3.1.1 Geologie

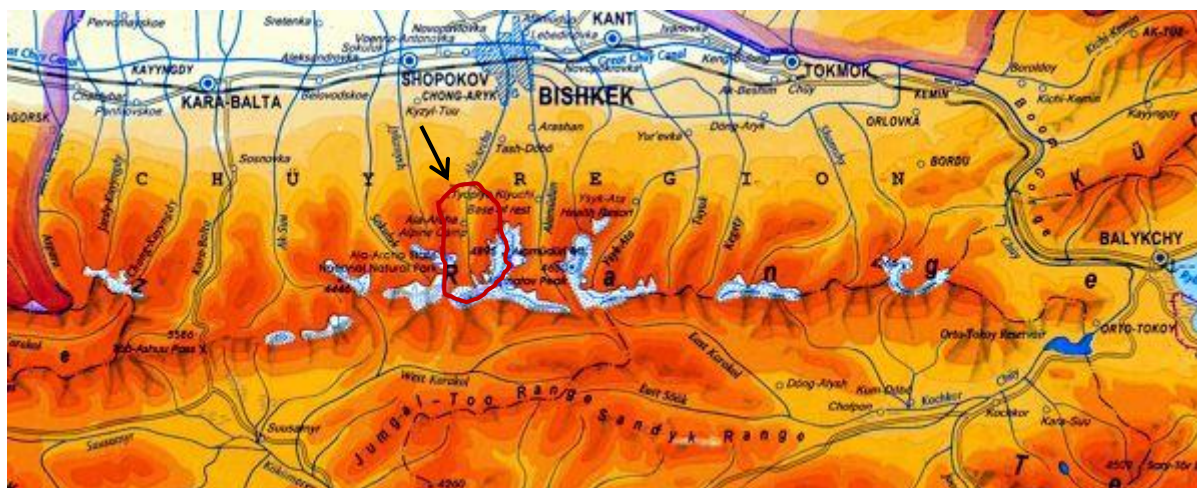
Tien Shan je tektonicky aktivní intradeskové horské pásmo asi 2500 km dlouhé a až 600 km široké. Vytvořilo se v důsledku konvergence mezi pánví Tarim a Kazašským štítem při Indicko-Eurasijské kolizi. Pohoří Tien Shan patří k hercynské a kaledonské vrásné zóně, později byl denudovaný povrch vyzdvižen alpínsko-himálajským vrásněním. Dle Machalett et al. (2006) se hlavní výzdvih pohoří Tien Shan odehrál v první fázi mezi 7 a 2,58 miliony lety. Druhá významná fáze výzdvihu započala ve spodním pleistocénu v době začínajícího ochlazování klimatu.

Rychlost zkracování činí v této oblasti v průměru asi 20 mm/rok, což je asi polovina celkové míry konvergence mezi Eurasií a Indií (Pino et al., 2011). Trifonov et al. (2008) uvádí, že za poslední 2 miliony let se výzdvih pohoří řádově zrychlil – průměrná výška střední části Tien Shanu se zvýšila o 2 km, některé hřbety byly vyzdviženy až o 4 km. To dokazuje zejména intenzivnější zařezávání vodních toků do hřbetů hor, formování nových hřbetů v rámci povodí a hrubší kenozoické molasové sedimenty. V kvartéru také většina mezihorských pánví prodělala výzdvih, i když ne tak výrazný.

Konvergence Indické a Eurasijské desky se projevuje jak deformací a „zkracováním“ zemské kůry v centrální Asii, ale také bočními posuny na transformních zlomech. Značně rozsáhlý transformní zlom Talaso-Fergana s pravostranným posunem rozděluje Tien Shan na SV a JZ část a Ni (1978) udává celkový posun od doby jeho vzniku (paleozoikum) asi 250 km. Za tuto charakteristickou geometrii jsou zodpovědné dva tektonické mechanismy: nasouvání JV části Tien Shanu na pánev Tarim a nasouvání bloku Pamíru na JZ část Tien Shanu (Buslov, 2007). Další velká ale méně aktivní zlomová oblast se nachází severně od Tarimské pánve. Zde dochází k překryvu desek a častým otřesům.

Tien Shan je jednou z intrakontinentálních oblastí s velmi vysokou a rozptýlenou seismickou aktivitou. Několik velkých zemětřesení s Magnitudem až 8,3 bylo zaznamenáno podél okrajů Tien Shanu a o něco slabší zemětřesení jižně a severně od jezera Issyk-Kul (Tibaldi et al., 1997, Tychkov et al., 2008).

Lokalita Adygine se nachází ve vyšší, částečně zaledněné východní polovině Kyrgyzského hřbetu (obr. 21), který bývá řazen k části nazvané Severní Tien Shan (Koppes et al., 2008). Tento hřeben náleží ke Kaledonské vrásné zóně a je tvořen převážně granitoidy a částečně metamorfovanými sedimentárními horninami staršího paleozoika (Černík a Sekyra, 1969). Nižší části údolí Ala Arča dominují pozdně ordovické granitoidy, ve vyšších partiích se vyskytují silurské granity a grandiority (Adyšev et al., 1987).



Obrázek 21. Výřez topografické mapy východní části Kyrgyzského hřbetu a Čujské doliny. Červeně ohraničena oblast NP Ala Arča (šipka).

3.1.2 Geomorfologie

Pohoří Tien Shan se skládá z hřbetů protažených ve směru západ-východ, jejichž morfologie je typická pro mladá vrásová pohoří s ostrými hřbety a hluboce zaříznutými údolími. Pro kaňonovité údolí Ala Arča i do něj ústící vedlejší údolí je typický glaciální a glacifluviální reliéf zahrnující tvary jako kary, sedla, morény, oblíky, níže pak výplavové plošiny a aluviální kužely, pozůstatky selů. V povodí řeky Ala Arča se nachází nejvyšší vrchol Kyrgyzského hřbetu, Pik Semjonova Tianshanského 4855 m n. m. (Aizen et al., 1996)

Horní část údolí Adygine i Ala Arča bylo přemodelováno erozní činností ledovce, který po svém ústupu zanechal velké množství glacigenních akumulací. Přerušování ústupu ledovce obdobími s jeho postupem dalo vzniknout několika generacím morén (obr. 22). Některé pozůstatky starších morénových valů byly zachovány, velká část však byla porušena a odnesena do nižších částí údolí. Nejmladší generace morén je uchována ve vzdálenosti do 2 km od čela ledovce. Údolí tvarovaná v příčném průřezu do písmene U jsou dokladem

o rozsáhlém pleistocenním zalednění - údolí Ala Arča bylo během pleistocénu zaledněno až na úroveň 1580 m n. m. (Koppes et al., 2008; obr. 23). V nižších částech jsou již obě údolí hluboce zaříznutá (údolí tvaru V), což dokládá intenzivní erozní činnost horských toků (obr. 24).



Obrázek 22. Horní část údolí Adygine. Uprostřed morénový val.



Obrázek 23 (vlevo). Střední část údolí Adygine. Široké ploché dno je dokladem erozního působení ledovce.

Obrázek 24 (vpravo). Soutok horských toků z údolí Adygine (vlevo) a Testor (vpravo). Fotografie z doby dva dny po průvalu jezera Testor.

V dnešní době je sněžná čára (v zahraniční literatuře je pro tento termín používána zkratka ELA=linie vyrovnané bilance ledovce) na jižní straně Kyrgyzského hřbetu ve výšce asi 3970 m, což je asi o 100 m výše než na severní straně (Koppes et al., 2008). Příčinou je efekt srážkového stínu severní (vlhčí) strany na jižní (sušší).

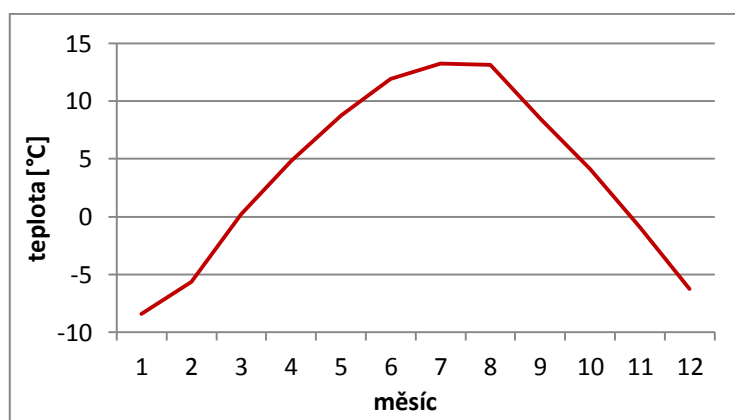
Marchenko et al. (2007) ve své práci uvádějí, že permafrost se v Tien Shanu nachází již od výzdvihu pohoří, od té doby se jeho rozšíření mnohokrát změnilo. Tyto změny byly způsobeny neustálým výzdvihem pohoří a změnami klimatu. Maximální rozsah permafrostu v Tien Shanu se odhaduje na pozdní pleistocén, kdy kombinace malé vlhkosti vzduchu a nízkých teplot vytvořila vhodné podmínky pro jeho expanzi. Pro toto období byla spodní hranice výskytu permafrostu určena na 900-1000 m n. m., což je asi o 1500-1700 m níže než v současnosti (Marchenko et al., 2007). Od druhé poloviny 19. století dochází v pohoří Tien Shan k oteplování a degradaci permafrostu, což má za následek např. kryogenní svahové pohyby.

3.1.3 Klima

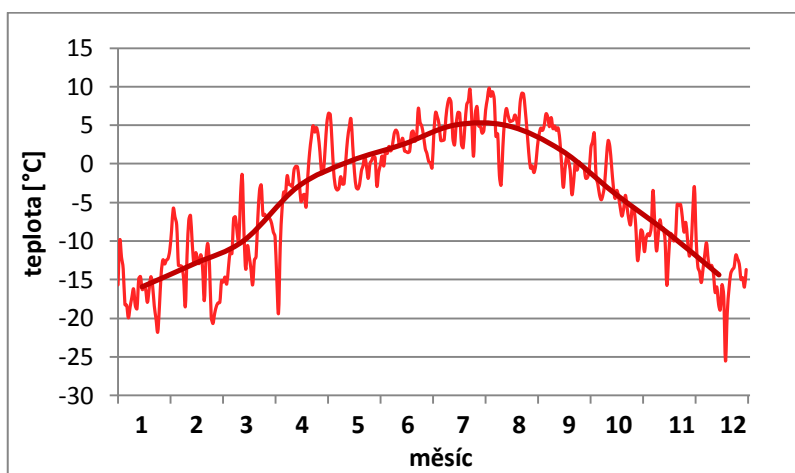
V oblasti střední Asie je mírné klima kontinentálního typu, které se vyznačuje poměrně vysokými rozdíly teplot vzduchu během dne i v průběhu roku. Klima závisí také na nadmořské výšce, která má vliv jak na množství srážek, teplotu, povětrnostní podmínky i sluneční radiaci. S rostoucí nadmořskou výškou klesá teplota, zvyšuje se vlhkost a snižuje se teplotní amplituda během dne i roku. Vlhkost je do tohoto regionu přinášena ze západu z oblasti Atlantiku a Středozemního moře, monzunové srážky z jihu jsou zastaveny vysokými horskými hřbety Himálaje. Klima zde ovlivňuje především v zimě Sibiřská anticyklona, která blokuje postup vzdušných mas ze západu a snižuje tak množství zimních srážek v regionu (Aizen a Aizen, 1994). Tato skutečnost má velký vliv právě na údolí Ala Arča, úhrny srážek v zimním období jsou tu proto velmi nízké (10-20 mm/měsíc) (Hagg et al., 2007).

Roční chod teplot v nižší části údolí Ala Arča (2200 m n. m.) je znázorněn na obr. 25. Nejnižší teploty klesají v lednu (průměrná -9 °C za období 2002-2010, minimální až -25 °C), nejvyšších hodnot teploty vzduchu je dosaženo během července a srpna (průměrná 13 °C). Právě v letním období se zde maximální denní teploty dostávají až k 28 °C. Asi o 1500 m výše na lokalitě Adygine je průběh teplot během roku podobný, hodnoty jsou však nižší (ukázka průběhu teplot v roce 2011 na obr. 26). Průměrná teplota nejteplejších měsíců je kolem 5 °C, v lednu je průměrná teplota nejčastěji kolem -10 až -15 °C.

V údolí Ala Arča je v letním období teplotní gradient mezi spodní částí údolí (2200 m n. m.) a zaledněnou oblastí (3400 m n. m.) 0,2 až -0,7 °C na 100 m v noci a 0,9-0,75 °C na 100 m ve dne (Aizen, 1988). Obzvláště v zimě během noci mají katabatické větry z ledovců značný vliv na snížení teplotních rozdílů mezi níže a výše položenými oblastmi údolí (Aizen et al., 1996). Délka ablační sezóny zde bývá v průměru 72 dní (Aizen, 1988). Sněhová pokrývka se v údolí drží dle nadmořské výšky 250-300 dní, na některých místech neroztaje během léta sníh vůbec (Adyšev et al., 1987).



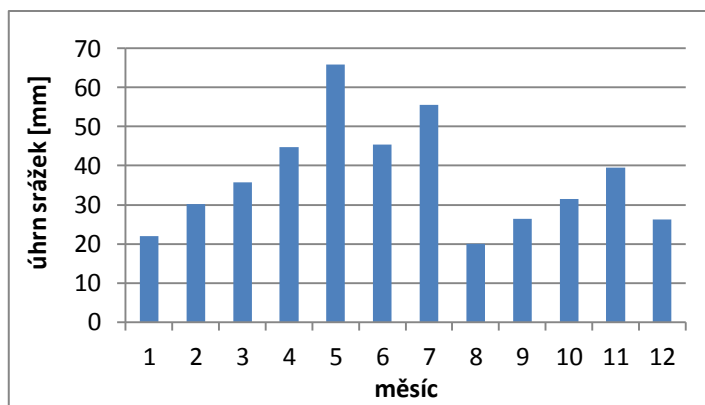
Obrázek 25. Průměrné měsíční teploty z meteorologické stanice Ala Arča (2200 m n. m.), průměr z let 2002-2010.



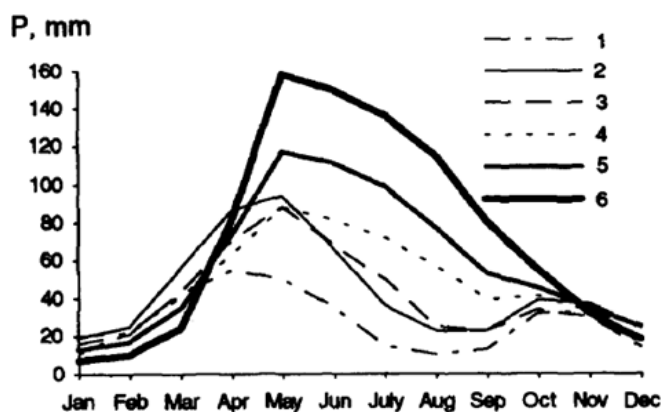
Obrázek 26. Průměrné denní a měsíční teploty vzduchu na lokalitě Adygine (3653 m n. m.), rok 2011.

Otevřené severní svahy Kyrgyzského hřbetu jsou pod slabým vlivem cyklonální aktivity, větší vliv mají masy chladného vzduchu ze západu, severo-západu a severu (Koppes et al., 2008). Aizen et al. (1996) dodávají, že povodí řeky Ala Arča je jedno z nejvíce přímo vystavených bouřkovým systémům přinášejících vlhkost (obr. 27). V nadmořských výškách, kde se nachází lokalita Adygine (nad 3400 m n. m.), tvoří úhrn srážek v letní sezóně až 72 %

celkového ročního úhrnu, asi 65 % těchto srážek spadne ve formě sněhu (Aizen et al., 1996). Srážkové minimum nastává v prosinci a lednu, kdy průměrně spadne pouze 2-5 % ročního úhrnu (obr. 28).



Obrázek 27. Měsíční úhrny srážek z meteorologické stanice Ala Arča (2200 m n. m.), průměr z let 2002-2010.



Obrázek 28. Průměrné měsíční úhrny srážek (P) v závislosti na nadmořské výšce na severních svazích Kyrgyzského hřbetu. Nadmořská výška: 1) pod 1000 m; 2) 1001-1500 m; 3) 1501-2000 m; 4) 2001-3000 m; 5) 3001-3500 m; 6) 3501-4500 m. Zdroj: Aizen et al., 1996

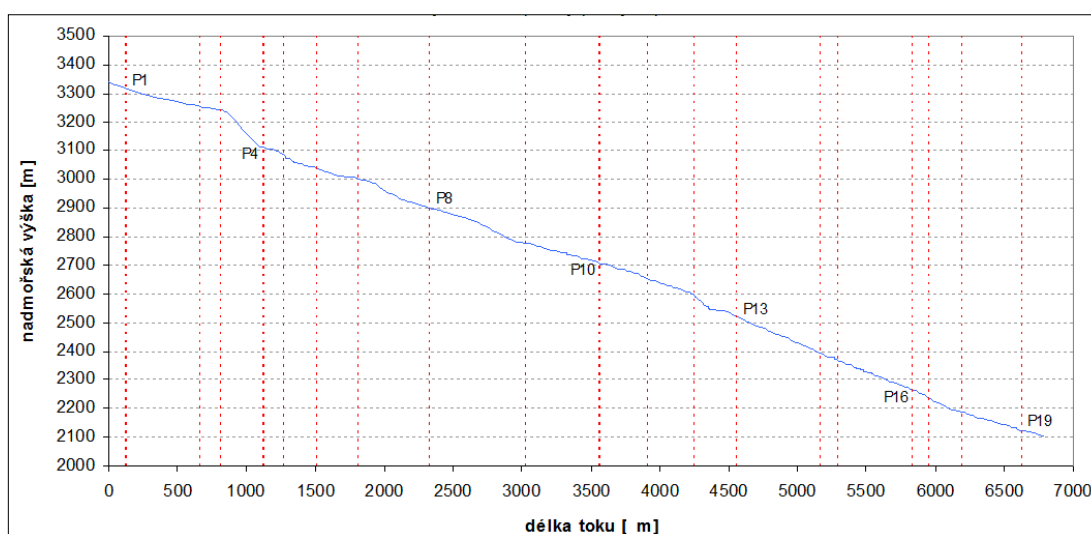
V údolí Ala Arča byla potvrzena závislost srážkového úhrnu na nadmořské výšce, existují však drobné odchylky v distribuci srážek v rámci vedlejších údolí (Aizen et al., 1996). Na úrovni, kde dochází k interakci teplého vzduchu stoupajícího z prohřáté spodní části údolí a chladných katabatických vzdušných mas klesajících z horních zaledněných oblastí, dosahují roční průměrné úhrny srážek i přes 1500 mm (Grigoriev, 1973). Na lokalitě Adygine je odhadován roční úhrn srážek na 1000 mm (Aizen et al., 1996).

3.1.4 Hydrologie

Horská řeka Adygine odvodňující stejnojmenný ledovcový komplex se dostává na povrch u spodní části suťového valu přes 2 km od čela ledovce. Řeka je dlouhá asi 7 km, má glaciálně-nivální režim a vlévá se do ní několik levostranných přítoků. Nejvýznamnějším je říčka z vedlejšího údolí Testor napájená tavnou vodou z ledovce, která se do ní vlévá asi po 3 km. Pak se řeka Adygine vlévá z levé strany do řeky Ala Arča, která odvádí vodu do Čujské kotliny a řeky Ču. Té vlivem odběru vody a velkého výparu postupně klesá vodnost a řeka se zcela ztrácí v Kazašské poušti Mujunkum. Tento region patří do bezodtoké středoasijské oblasti.

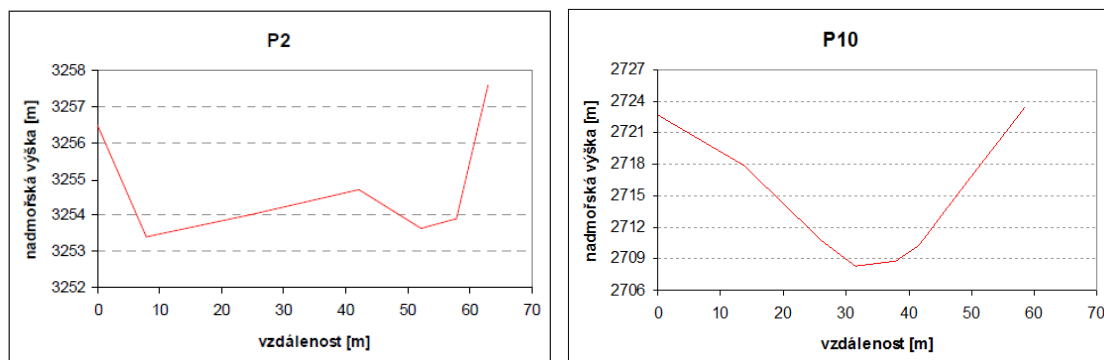
Povodí řeky Adygine je poměrně malé, jeho rozloha činí pouze 39,57 km². Délka rozvodnice je 31,2 km, koeficient odtoku se pohybuje mezi 0,82 a 0,9 (Adyšev et al., 1987). Nejvyšším místem celého povodí je vrchol s 4393 m n. m., nejnižší místo je u soutoku s řekou Ala Arča v nadmořské výšce 2020 m. V rámci celého údolí Ala Arča je zaledněno 36 km², zalednění povodí Adygine má rozlohu asi 3,6 km², což odpovídá zhruba 9 % plochy tohoto povodí (Petrakov et al., 2012).

Podélný profil (obr. 29) zobrazuje sklonitost údolí Adygine až několik stovek metrů před soutok s řekou Ala Arča. Převýšení na zmapovaném úseku je 1235 m, průměrný sklon údolí dosahuje 10,3° (Černý et al., 2010). Spádová křivka toku má poměrně vyrovnaný průběh, jen na několika místech je sklon přechodně vyšší (skalní stupeň) nebo nižší (akumulační oblasti tvořené štěrkovým materiálem).



Obrázek 29. Podélný profil údolí Adygine. Zdroj: Černý et al., 2010

Příčné profily údolím (obr. 30) ukazují značnou proměnu charakteru koryta řeky s klesající nadmořskou výškou. Nejprve je říční koryto široké a mělké, v nánosech glaciofluviálních sedimentů dochází k divočení řeky. Ve spodní části údolí již je koryto výrazně užší a hlubší, dochází zde k intenzivní hloubkové erozi a zařezáváním toku do podloží.



Obrázek 30. Příčné profily údolím Adygine. P2 – profil v horní části údolí; P10 – profil v nižší části údolí. Zdroj: Černý et al., 2010

Aizen et al. (1996) popisuje podíly jednotlivých zdrojů vody v horských tocích v povodí Ala Arča. Voda ze srážek tvoří přibližně 7 až 12 % ročního průměrného odtoku v těchto řekách. Odtok z ledovce tvoří asi 18-24 % průměrného ročního odtoku, během léta se jeho podíl zvyšuje až na 40-70 %. Dolní hranice (40 %) vystihuje řeku Ala Arča, vyšší hodnoty jsou typické pro řeky odvodňující menší zaledněná údolí, kde v letním období odtok z ledovce jasně dominuje (např. Adygine). Odtok z tajícího sněhu na jaře a začátkem léta tvoří přibližně 18 % ročního odtoku, podíl podzemní vody je asi 36-38 % a okolo 10 % je ztraceno v průběhu transportu korytem. Ztráty vody jsou způsobovány infiltrací a evaporací, u řeky Ala Arča s průtokem $4,54 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ to je cca $0,42 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Cicenko, 1966).

3.1.5 Půda, flóra a fauna

Rychlý výzdvih pohoří Tien Shan dal vzniknout také hluboce se zařezávajícím údolím kolmo na směr hřbetů. V rámci každého údolí lze nalézt značné výškové rozdíly. Nadmořská výška je zde zásadním faktorem určujícím půdní poměry oblasti. Matečnou horninu zde tvoří granity a granodiority, půdy jsou tedy spíše kyselé. Dle Atlasu Kyrgyzské republiky (Adyšev et al., 1987) se zde nachází horské lesní půdy, ale také horské černozemě, ve vyšší nadmořské výšce pak subalpínské a alpínské luční půdy. Od nadmořské výšky cca 3300 m se již půdní

pokryv nevyskytuje, povrch je tvořen skalními výchozy, morénymi a glacifluviálními akumulacemi. Půda není příliš úrodná, oblast je však hojně využívána pro pastvu (obr. 31).



Obrázek 31. Horská louka v údolí Adygine je využívána pro pastvu dobytka (koně, jaci).

Část údolí Ala Arča o rozloze 194 km² byla v roce 1976 vyhlášena prvním národním parkem Kyrgyzstánu. Farrington (2005) popisuje vegetační pokryv této oblasti. V nižší části údolí je úzký pás lesa složeného z introdukovaných dřevin, např. sibiřský modřín (*larix sibirica*) a nepůvodní druh břízy (*betula turkestanica*). Pak již údolí dominuje řídký porost jalovců (*juniperus turkestanica*), jež daly této oblasti název („arča“ je kyrgyzský název pro jalovec). Místy jsou jalovce nahrazeny úzkým pásem smrku Schrenkovým (*picea schrenkiana*), který se objevuje přibližně v úrovni od 2100 až ke 2800 m n. m. primárně na stinných severních svazích. Opadavé keře (např. *salix caesia*, *spiraea hypericifolia*, *Lonicera microphylla*) se vyskytují téměř po celé délce údolí, s vyšší nadmořskou výškou (nad 3000 m n. m.) jsou postupně nahrazeny alpínskými loukami (obr. 32) s travnatým porostem (*kobresia myosuroides*).

V národním parku Ala Arča se nachází přes 800 druhů rostlin, 160 druhů ptáků a okolo 170 druhů dalších zvířat. Mezi velká zvířata žijící v údolí patří například sibiřský kozorožec, medvěd, orlosup bradatý. Toto území poskytuje dobré životní podmínky i vzácnému leopardu sněžnému.

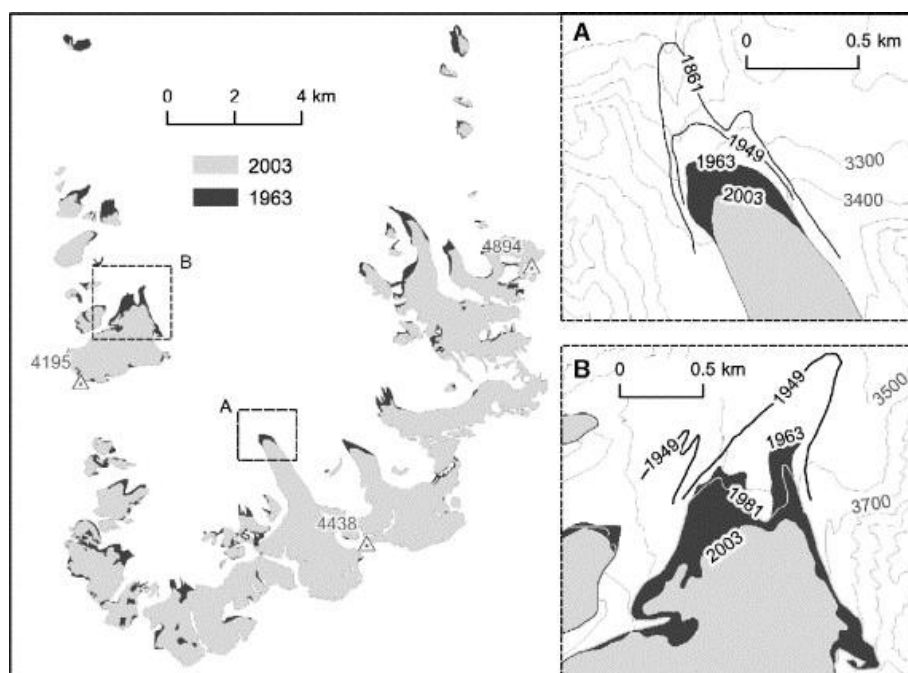


Obrázek 32. Vysokohorské kvetoucí byliny. Vlevo: *chrysanthemum alpinum*, vpravo: *oxyria digyna*.

3.2 Vývoj ledovcového komplexu Adygine

3.2.1 Ledovec

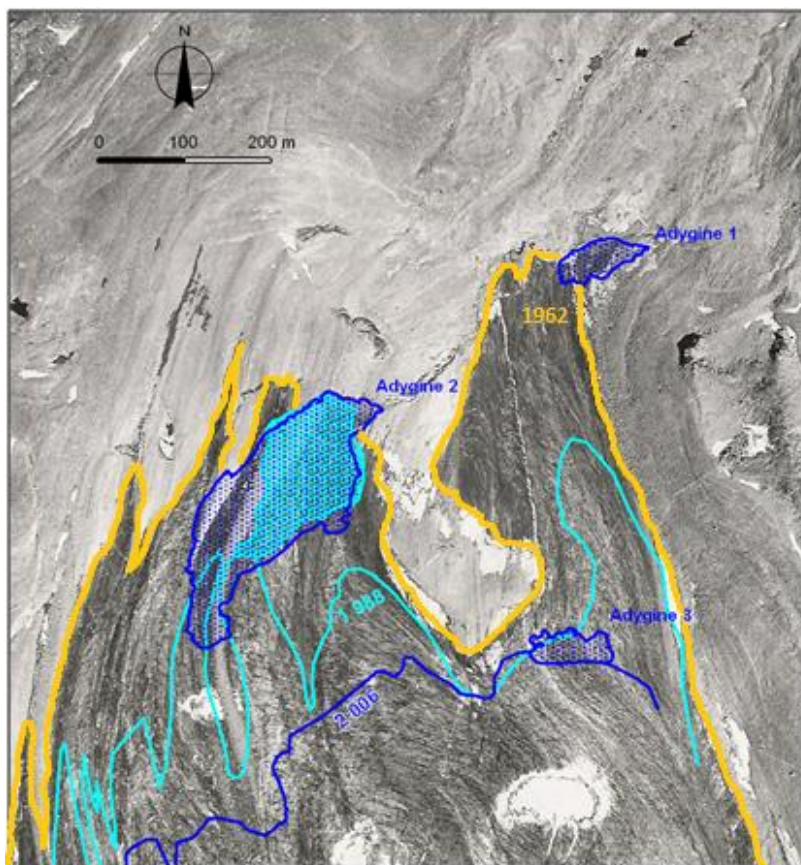
Vývoj zalednění v údolí Ala Arča je dlouhodobě sledován především kvůli svému umístění v blízkosti hlavního města a turisty často využívaným trasám v rámci národního parku. Mezi roky 1943 a 1977 došlo ke zmenšení plochy pokryté ledovci o 5,1 %, od roku 1977 do 2003 o 10,6 %. Úbytek zaledněné plochy údolí za 60 let tedy činí 15,7 %, což je nadprůměrná hodnota – celkové zmenšení plochy ledovců v Tian Shanu bylo za stejné období 14,2 % (Aizen et al., 2007). Zvyšující se teploty vzduchu, obzvláště od 70. let, měly za příčinu negativní hmotovou bilanci většiny ledovců, která také změnila odtokový režim jimi napájených řek (Glazirin, 1996, Aizen et al., 1996, Pieczonka et al., 2013). Ústup ledovců v údolí Ala Arča je patrný na obrázku 33, v detailu je zde vyobrazena lokalita Adygine, u níž je naznačen i rozsah ledovce v roce 1949.



Obrázek 33. Vývoj zalednění v údolí Ala Arča mezi lety 1963 a 2003. A – ledovec Golubina, B – ledovec Adygine. Zdroj: Aizen et al., 2007

Nejen ledovec Adygine, ale i ostatní ledovce v údolí Ala Arča vykazují negativní hmotovou bilanci, která má za následek poměrně výrazný ústup ledovcových čel do vyšších nadmořských výšek. Právě s tímto ústupem je spojen vývoj celého komplexu v závěru vedlejšího údolí Adygine. V roce 1962 dosahovalo čelo ledovce až téměř k vyčnívajícímu

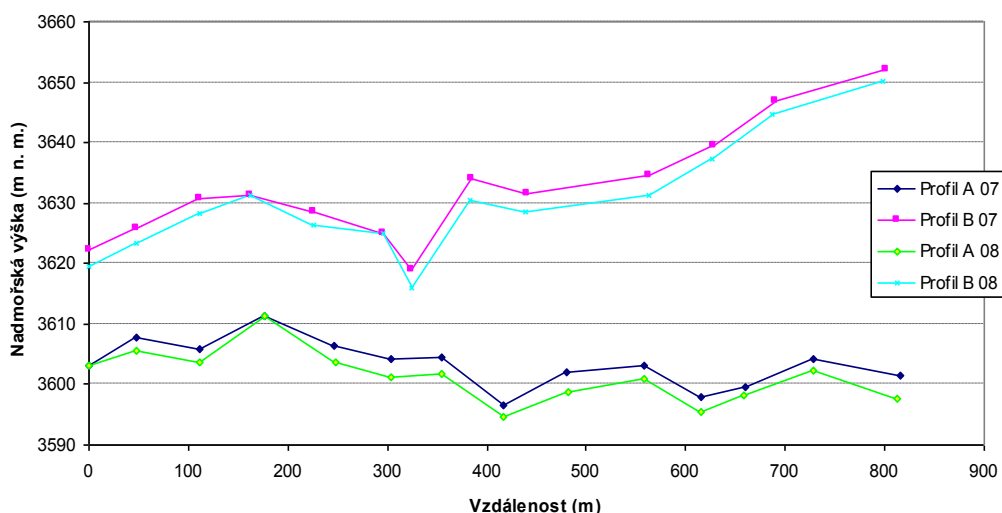
skalnímu prahu, kde je dnes výtok z největšího „horního“ jezera (obr. 34). Jezero zabíralo pouze úzký pruh mezi rieglem a čelem ledovce, „dolní“ termokrasové jezero v této době ještě neexistovalo. Později se ústup ledovce začal zrychlovat a v roce 1988 se již začalo utvářet dolní jezero. Díky ústupu čela o 200 m horní jezero výrazně zvětšilo svou plochu. Do roku 2007, kdy bylo provedeno přesné zaměření čela ledovce, byl zaznamenán ústup o dalších 250 m. Dolní jezero se již plně vyvinulo, horní opět zvětšilo svou plochu a také byl zaznamenán vznik pěti malých jezer v těsné blízkosti ledovcového čela. Dále bylo zaměřeno čelo ledovce v roce 2007, 2008 a 2012 a vytvořeny vertikální profily kvůli zjištění změny mocnosti ledovcového splazu (obr. 35). U spodního profilu A byl průměrný pokles nadmořské výšky bodů 2,52 m/ rok, u profilu B to bylo 2,62 m/ rok (Černý et al., 2010).



Obrázek 34. Rozsah ledovce Adygine v letech 1962, 1988 a 2006. Zdroj: Černý et al., 2007 (upraveno)

Zajímavé je porovnání ústupu ledovce Adygine s ledovcem Golubina nacházejícím se v hlavním údolí. Dle obrázku 33 se zdá, že ledovec v hlavním údolí ustupuje pomaleji, význam zde však má nadmořská výška ledovcového čela a sklon svahu. Zatímco čelo ledovce Golubina zasahovalo v roce 1949 do výšky cca 3200 m n. m. a v roce 2003 do výšky cca 3350 m n. m., čelo ledovce Adygine se v roce 1949 vyskytovalo výše než 3500 m n. m.

a v roce 2003 ve výšce cca 3600 m n. m. Ledovec Golubina se nachází v nižší nadmořské výšce na prudším svahu a ústup jeho čela je výraznější ve vertikálním směru. Ledovec Adygine se nachází výše, oblast je to však méně strmá a ústup je tedy markantnější v horizontálním směru. Výskyt čela ledovce Adygine v poměrně vysoké nadmořské výšce a jeho soustavný ústup svědčí o nerovnoměrné distribuci srážek v rámci povodí Ala Arča. Výraznější rozdíly v teplotě vzduchu mezi sousedícími údolími nejsou pravděpodobné, příčinou může být snížený úhrn srážek a nedostatečná akumulace sněhu v zimním období.



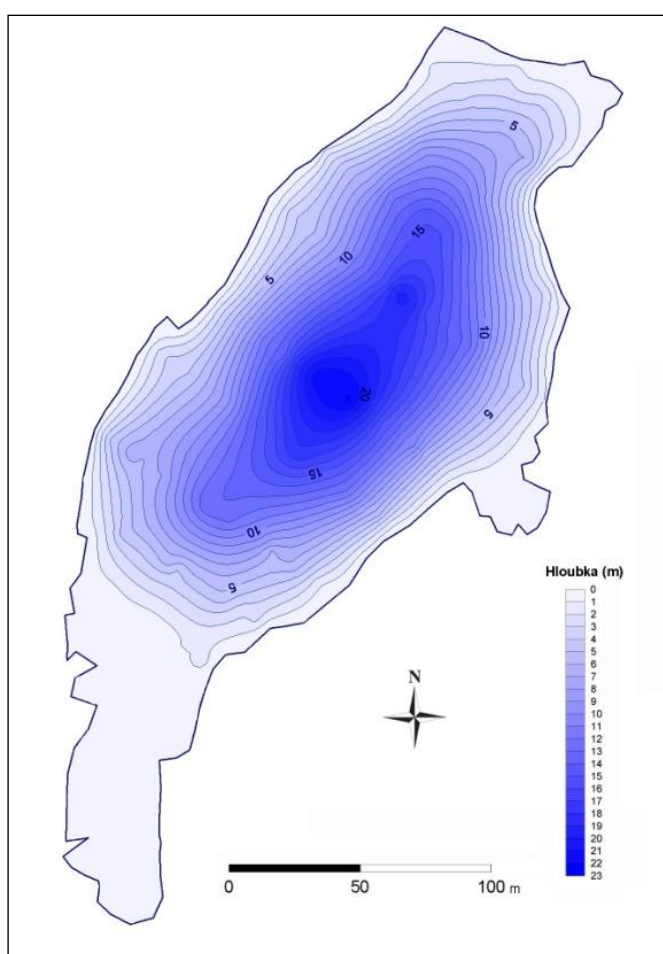
Obrázek 35. Vertikální profily na ledovcovém splazu Adygine. Body, které nebyly v roce 2008 nalezeny, jsou zobrazeny se stejnou nadmořskou výškou jako v roce 2007. Zdroj: Černý et al., 2010

3.2.2 Adygine Horní

Jezero Adygine Horní vzniklo okolo roku 1960 poté, co ledovec ustoupil za skalní práh ve výšce zhruba 3640 m. Od této doby se plocha jezera díky dalšímu ústupu ledovce zvětšovala, geodetické měření v roce 2005 určilo velikost plochy na 3,27 ha (tab. 1). Nejspíše v druhé polovině 90. let však jezero přestalo být v přímém kontaktu s ledovcovým čelem. Následně také ustalo zvětšování plochy jezera kvůli regulaci objemu vody (při dosažení nadmořské výšky hladiny 3642,6 m se jezero začíná vyprazdňovat povrchovou cestou přes zvětralou hranu skalního prahu). Mezi lety 2005 a 2008 bylo dokonce zaznamenáno mírné zmenšení plochy jezera (na 3,19 ha). To mohlo být způsobeno jeho zanášením fluvioglaciálními sedimenty nebo kvůli rozdílné výšce hladiny jezera při obou měřeních. Maximální hloubka se však zvětšila z 21,6 na 22,2 m (obr. 36), což může mít za příčinu tání pohřbeného ledu v oblasti pod dnem jezera.

Tabulka 1. Morfometrické parametry sledovaných jezer v oblasti Adygine. Jezero 1 – dolní, jezero 2 – horní, číslování jezer u čela ledovce viz obr. 41. Zdroj: Černý et al., 2010 (upraveno)

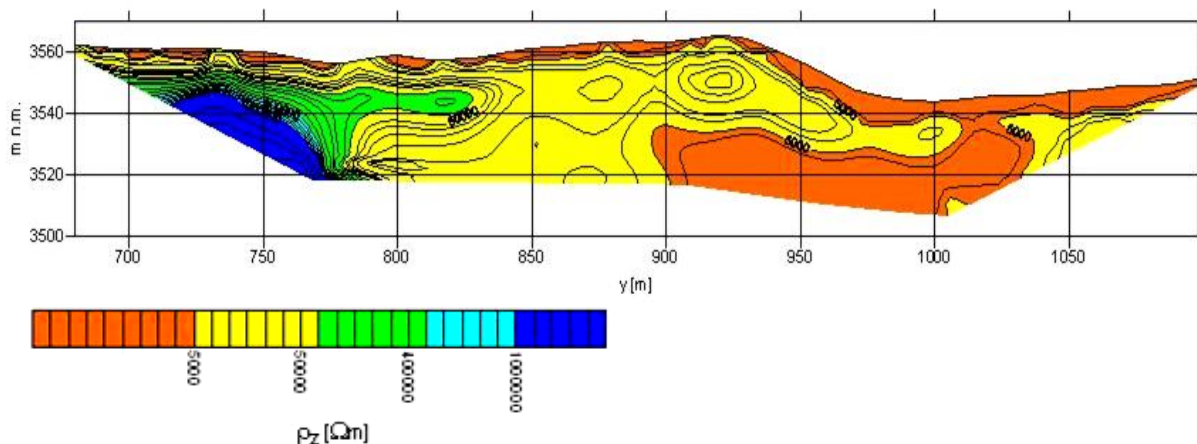
| Jezero | Plocha (ha) | | | | Obvod (m) | | | Délka (m) | | | Max hloubka (m) | | |
|--------|----------------|-------|-------|-------|-----------|------|------|-----------|------|------|-----------------|------|------|
| | 2007 (2005) | 2008 | 2012 | 2013 | 2007 | 2008 | 2012 | 2007 | 2008 | 2012 | 2007 (2005) | 2008 | 2012 |
| 1 | 0,339 | / | / | / | 266 | / | / | 109 | / | / | 4,4 | / | / |
| 2 | 3,270 | 3,190 | / | / | / | 1023 | / | / | 364 | / | 21,6 | 22,2 | / |
| 3 | 0,571 | 0,703 | 0,883 | 0,987 | 460 | 450 | 460 | 161 | 166 | 174 | 3,8 | / | 10,3 |
| 4 | 0,323 | 0,368 | 0,510 | 0,487 | 337 | 304 | 327 | 90 | 92 | 105 | / | / | 2,4 |
| 5 | 0,323 | 0,158 | 0,072 | 0 | 292 | 210 | 130 | 120 | 94 | 52 | / | / | / |
| 6 | 0,335 | 0,341 | 0,380 | 0,349 | 276 | 294 | 284 | 106 | 113 | 113 | / | / | 3 |
| 7 | 0,186 | 0,191 | 0,130 | 0 | 203 | 200 | 159 | 85 | 85 | 65 | / | / | 0,5 |
| 8 | 0 | 0 | 0,115 | 0,056 | 0 | 0 | 247 | 0 | 0 | 64 | 0 | 0 | 1,8 |



Obrázek 36. Batymetrická mapa jezera Adygine Horní vzniklá z měření v roce 2008. Zdroj: Černý et al., 2010

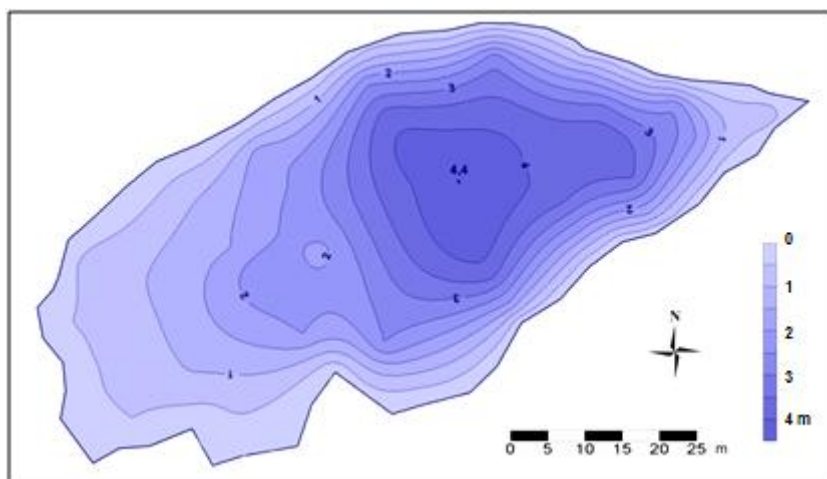
O pohřbeném ledu v oblasti hráze vypovídá i výstup z geofyzikálního měření (obr. 37) provedeného na hrázi na dvou profilech v roce 2008 (Černý et al., 2010). Výsledky potvrzují výskyt ledu pod 10 m silným morénovým nánosem v levé části hráze. Ledovec tedy nejspíše obtéká poměrně úzký skalní práh tvořící pravou část hráze jezera. Celková mocnost ledu

přesahuje hloubkový dosah měření, tedy asi 50 m. Zaznamenány byly také průsaky vody z jezera, ty jsou situovány jak do rozpukaných zón v skalním prahu (např. okolo přelivu), tak na levou stranu hráze, kde jsou vázány na kontakt skalního prahu a morény a pravděpodobně také na trhliny v ledovci. Jako rizikové z hlediska protržení hráze se jeví právě podzemní kanály a průsaky. Ty mohou zapříčinit rychlejší odtávání pohřbeného ledu, následné deformace povrchu morény i zkapacitnění těchto kanálů.



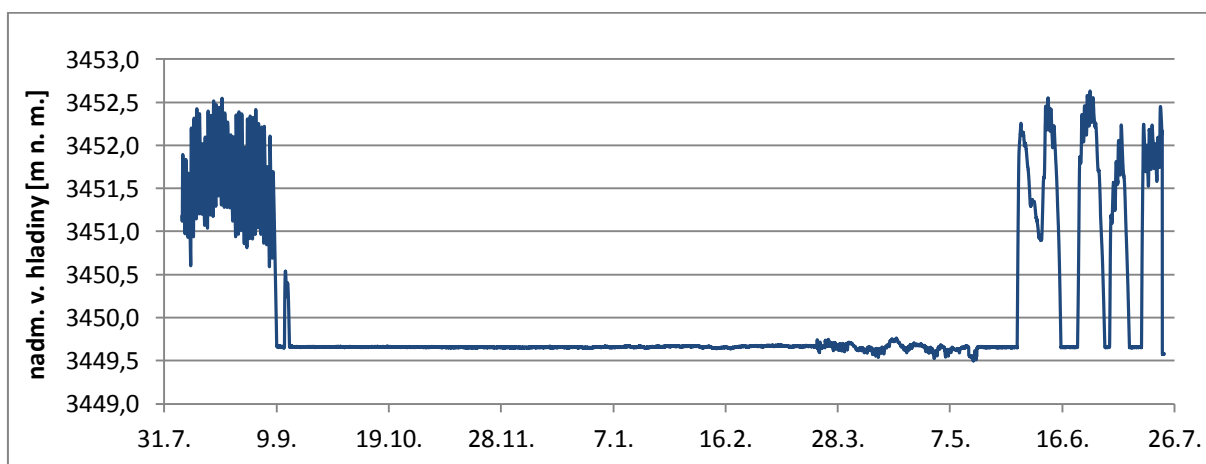
Obrázek 37. Podélný profil hráze jezera Adygine Horní – odporová měření. Zdroj: Černý et al., 2010.
Oranžová – sutě, pevné horniny, místy zvlhčené; žlutá – sutě, pevné horniny, místy promrzlé; zelená – promrzlé horniny, místy zbytky ledovce; sv. modrá – ledovec, místy s morénovým materiálem; tm. modrá – ledovec.

3.2.3 Adygine Dolní



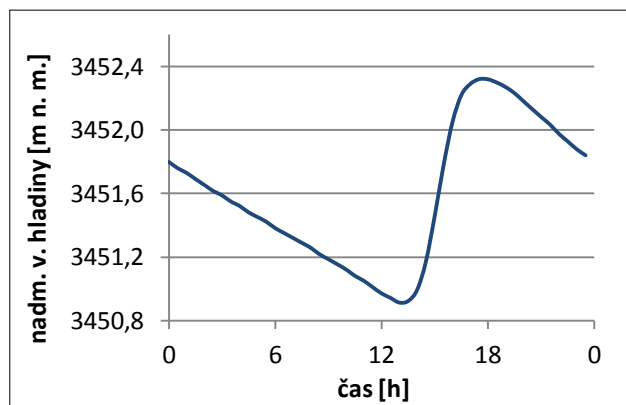
Obrázek 38. Batymetrická mapa termokrasového jezera Adygine Dolní. Zdroj: Černý et al., 2010

Jezero Adygine Dolní (obr. 38) se začalo utvářet koncem 80. let, kdy bylo ledovcové čelo od tohoto místa již vzdáleno a odtávající pohřbený led dal vzniknout poměrně rozsáhlé depresi. Jezero bylo nejspíše napájeno nejprve z jihovýchodní strany podzemními kanály přímo vodou z ledovce a poté získalo i povrchový přítok díky vytvoření povrchového odtoku z horního jezera. Do jezera přitéká i voda z Jezera 3, které se začalo v minulých letech formovat v předpolí ledovce. Výtok z jezera je pouze podzemními kanály. Právě povrchový přítok určuje režim kolísání hladiny jezera. Denně kolísá objem zadržované vody až o 50 % (z 10 000 m³ na 15 000 m³) kvůli omezené kapacitě odtokových kanálů (Janský et al., 2010). V zimním období se přítok z horního jezera prakticky zastavuje a dolní jezero částečně nebo zcela vysychá. Za období, ve kterém byla celá lokalita sledována, nebyly zaznamenány výrazné změny v morfologii jezerní pánve.



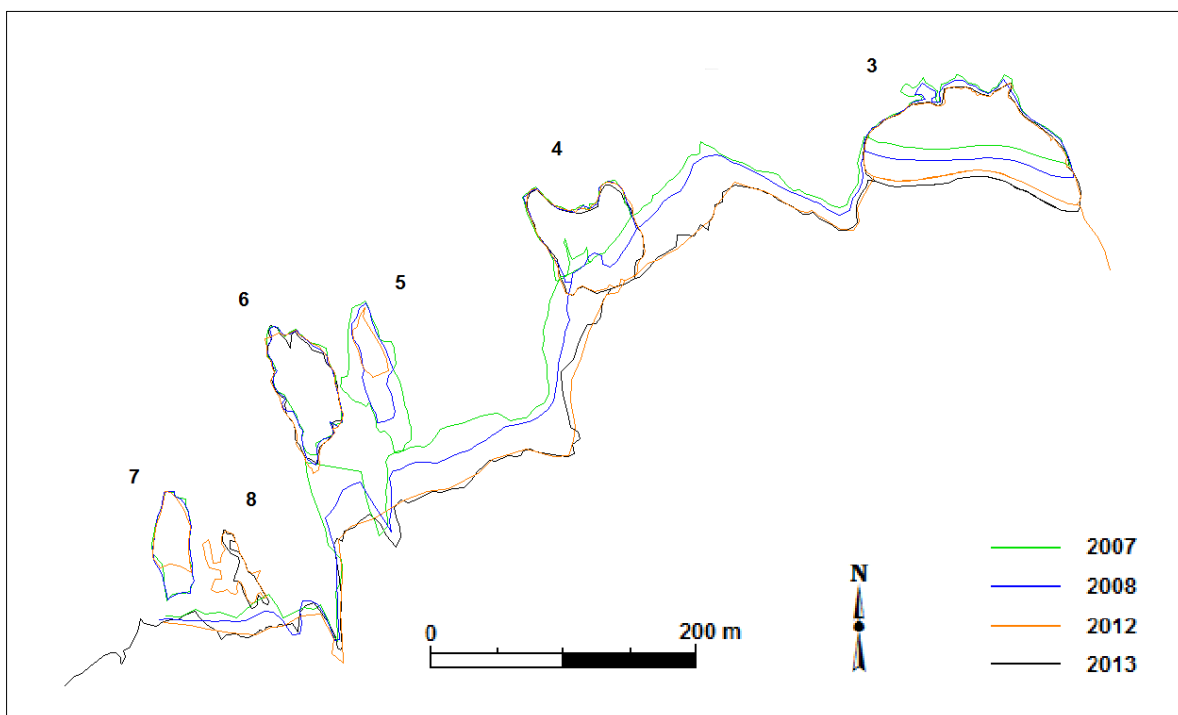
Obrázek 39. Kolísání hladiny jezera Adygine Dolní od srpna 2012 do července 2013.

Díky hladinoměru instalovanému do jezera bude možné sledovat kolísání hladiny a případné změny tak zachytit. Data získaná za první rok měření (obr. 39) jsou spíše orientační. V průběhu srpna je jasně patrný silně vyvinutý denní režim kolísání hladiny s amplitudou až 140 cm, který je ukončen ve stejnou dobu jako na jezeře Adygine Horní. Následuje období s velmi nízkým až nulovým vodním stavem. Až 29. května je zaznamenán prudký vzestup hladiny, postupně je vyvinuto slabé denní kolísání, avšak do konce července se úroveň hladiny jezera dostane třikrát na minimum. Příčinou je pravděpodobně snížený odtok z jezera Adygine Horní vlivem chladného počasí, či náhlé zkapacitnění podzemních kanálů a rychlejší odtok z dolního jezera. Obrázek 40 dokumentuje zpoždění odtoku tavné vody z ledovce – denní maximum úrovně hladiny zde nastává oproti hornímu jezeru o několik hodin později.



Obrázek 40. Denní kolísání hladiny jezera Adygine Dolní z 31. srpna 2012.

3.2.4 Jezera u čela ledovce

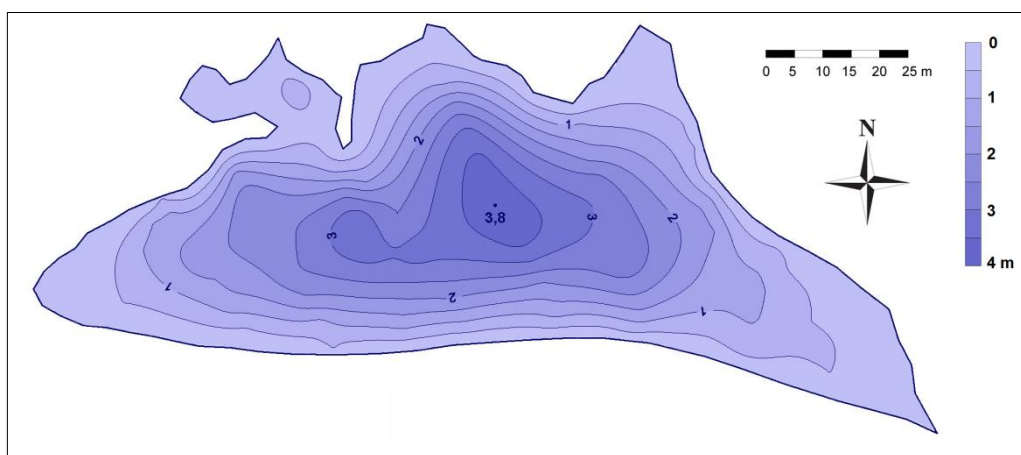


Obrázek 41. Ústup čela ledovce a vývoj jezer v letech 2007, 2008, 2012 a 2013.

Malá jezera nacházející se v těsné blízkosti ledovcového čela jsou velmi dynamickým prvkem celého komplexu (obr. 41). Jejich kontakt s degradujícím ledovcem má za příčinu výrazné změny v jejich morfometrii, vývoj však není u všech těchto jezer shodný. Jezera 3 a 4 každoročně zvětšují svou plochu, Jezero 5 svou plochu naopak zmenšovalo a v letním období 2013 již bylo zcela prázdné, stejně jako Jezero 7. V roce 2012 nově zaznamenané Jezero 8 se

za následující rok znatelně zmenšilo a čeká ho pravděpodobně též zánik. Jezero 6 se prozatím zdá být poměrně stabilní, za sledované období nezměnilo svůj tvar ani plošný rozsah.

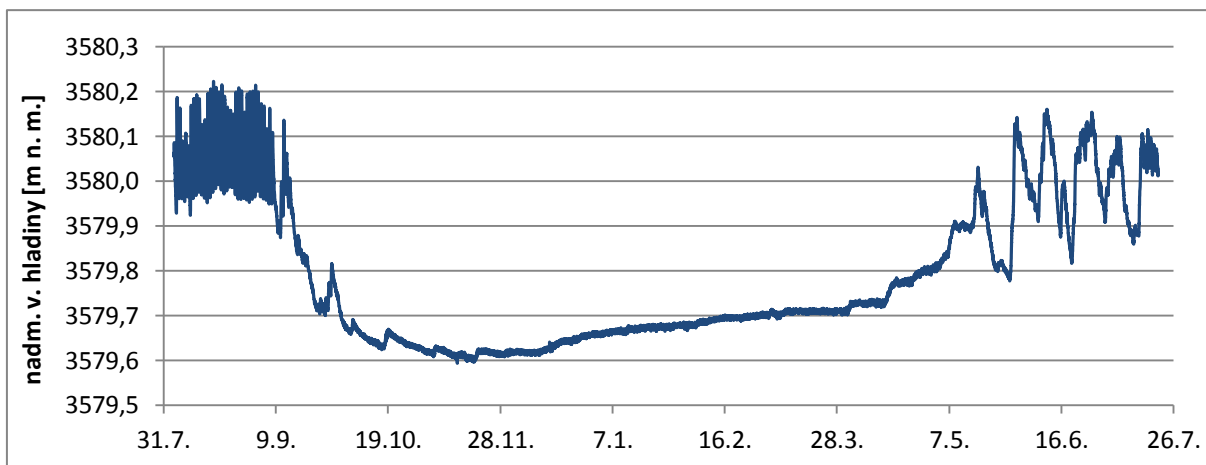
Tato jezera jsou poměrně nestálá, ale kvůli malému objemu zadržované vody nepředstavují větší riziko. Výjimkou je pouze Jezero 3 (obr. 42), jenž je situováno oproti zbylým jezerům v hlubší sníženině (tab. B). Kvůli poměrně rychlému růstu plochy jezera byla v roce 2008 provedena odporová měření na jeho hrázi (Černý et al., 2010). Jezero je, podobně jako Adygine Horní hrazeno částečně skalním prahem, na který nasedá relikt boční morény se zbytky ledovce. Existují proto obavy, že tento úsek hráze může být odtáváním pohřbeného ledu výrazně ovlivněn a mohlo by dojít i k průvalu hráze.



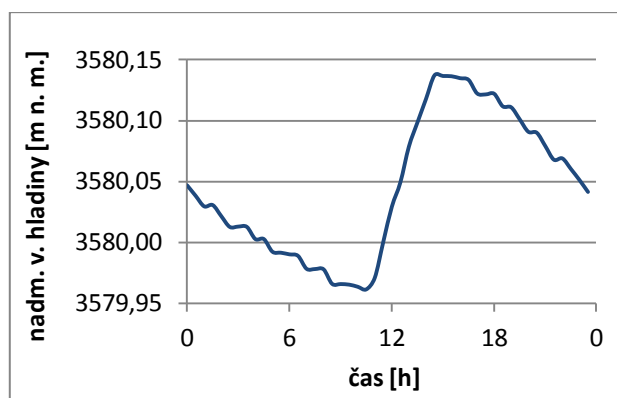
Obrázek 42. Batymetrická mapa Jezera 3. Zdroj: Černý et al., 2010

Také do tohoto jezera byl instalován hladinoměr kvůli sledování jeho vývoje (obr. 43). Jezero má v průběhu roku podstatně vyrovnanější vodní stav díky své poloze a kontaktu s čelem ledovce. V srpnu je vyvinut denní režim kolísání, maximální amplituda se pohybuje kolem 23 cm. Výraznější pokles hladiny začíná kolem 10. září, pokles však není tak rovnoměrný jako u jezera Adygine Horní díky neustávajícímu přítoku vody z ledovce. Zajímavé je, že minimální úroveň hladiny je dosaženo 12.11., od té doby je zaznamenán mírný vzestup. První část ablační sezóny roku 2013 (do 20.7.) potvrzuje výskyt několika chladných period – byl vyvinut pouze slabý a nepravidelný denní režim a hladina několikrát významně poklesla, stejně jako u jezera Adygine Dolní.

Na obrázku 44 je zachyceno kolísání hladiny Jezera 3 v průběhu dne. Maximum nastává kolem 14. hodiny, pak hladina skokově klesá až do 11. hodiny následujícího dne. Netypický průběh poklesu (ve skocích) je pravděpodobně způsoben uvolňováním vody z ledovce.



Obrázek 43. Kolísání hladiny Jezera 3 od srpna 2012 do července 2013.



Obrázek 44. Kolísání hladiny Jezera 3 v průběhu dne 14.8.2012.

4 Hydrologický režim jezera Adygine

4.1 Data a metody

4.1.1 Použitá data

Zázemí pro výzkum na lokalitě Adygine je zajištěno výzkumnou stanicí, která byla vystavěna v blízkosti výtoku z jezera Adygine Horní v roce 2008. K dispozici jsou dvě meteorologické stanice, jedna z nich se nachází na vyvýšenině u výzkumné stanice („dolní meteostanice“) a druhá („horní“) je umístěna na morénovém valu v levé části ledovcové kotliny ve výšce 3800 m n. m. (obr. 45). Pro doplnění teplotní řady z meteorologických stanic byla použita i data z čidla nacházející se v pravé části kotliny na moréně ve výšce 3653 m n. m. Pro popis podmínek v údolí Ala Arča byla k dispozici data od roku 2002 z kyrgyzské meteostanice nacházející se v blízkosti centra NP Ala Arča. Přestože poměrně nová horní meteostanice měří více parametrů, pro účely diplomové práce byla využita pouze data teplotní. Data o úhrnu srážek na této lokalitě nemohla být využita z důvodu nedostatečného zachycování srážek měrnou nádobou. Vzhledem k tomu, že je tato lokalita orientovaná k severu a její nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 3550-3900 m n. m., odhaduje se roční úhrn srážek na 1000 mm. Ombrograf však změří ročně asi 300-500 mm, což je nejspíš způsobeno silným větrem, který srážky (především ty pevné) vyvívá.



Obrázek 45. Horní meteorologická stanice na lokalitě Adygine ve výšce 3800 m n. m.

Dále byla pro zpracování hydrologické režimu využita data z tlakového čidla (hladinoměru), které bylo instalováno do jezera Adygine Horní 19. srpna roku 2007. Od té doby do současnosti jsou v datové řadě pouze dva výpadky, bohužel oba poměrně dlouhé – v řadě chybí období 31.7. – 22.8. 2008 a 1.8.-17.8. 2011. V roce 2008 se data ztratila kvůli špatné manipulaci s přístrojem, v roce 2011 byl odcizen notebook, v němž byla i stažená data. Kvůli rozsahu obou výpadků i jejich načasování v měsíci srpnu je značně ztíženo porovnávání odtoku z jezera mezi jednotlivými měsíci i roky.

Další dvě tlaková čidla byla instalována v srpnu 2012, a to do jezera Adygine Dolní a do největšího a nejrychleji se vyvíjejícího z jezer, která jsou v přímém kontaktu s ledovcovým čelem (Jezero 3). Data o úrovni hladiny těchto dvou jezer za téměř 12 měsíců byla použita pro popis kolísání jejich hladiny v průběhu roku. Batymetrická mapa jezera Adygine Horní, Adygine Dolní a Jezera 3 a satelitní snímek lokality byly využity k popisu situace na lokalitě Adygine. Dále byla využita data z geodetického zaměření ledovcového čela a břehové linie jezer z let 2007, 2008, 2012 a 2013. Umístění všech měřících přístrojů viz obrázek 46.

Dolní meteorologická stanice

Poloha: 3653 m n. m.

Parametry: teplota vzduchu, vlhkost, teplota půdy, tlak vzduchu, rychlost větru, směr větru

Datový interval: 30 min

Datová řada: od 25.7. 2008 (přerušovaná)

Horní meteorologická stanice

Poloha: 3800 m n. m.

Parametry: teplota vzduchu, vlhkost, radiace – dopad a odraz, srážky, 3x teplota půd, tlak vzduchu, rychlost a směr větru

Datový interval: 30 min

Datová řada: od 29.7. 2008 (přerušovaná)

Tlakové čidlo – Adygine Horní

Poloha: 3537 m n. m.

Parametry: výška hladiny

Datový interval: 30 min

Rozlišení: 1 mm

Datová řada: od 19.7. 2007 (přerušovaná)

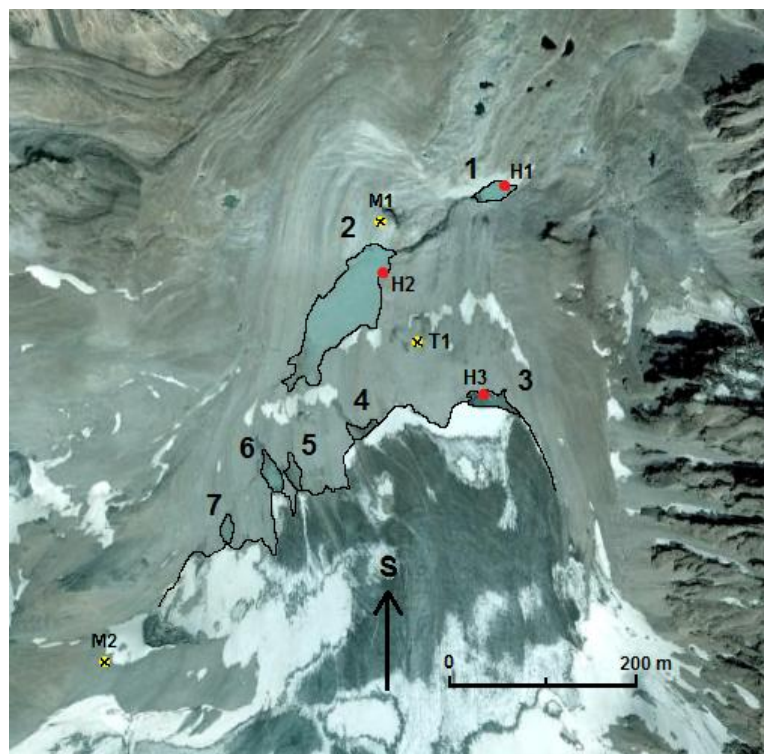
Teplotní čidlo

Poloha: 3653 m n. m.

Parametry: teplota vzduchu, teplota půdy

Datový interval: 1 hodina

Datová řada: od 1.1. 2010



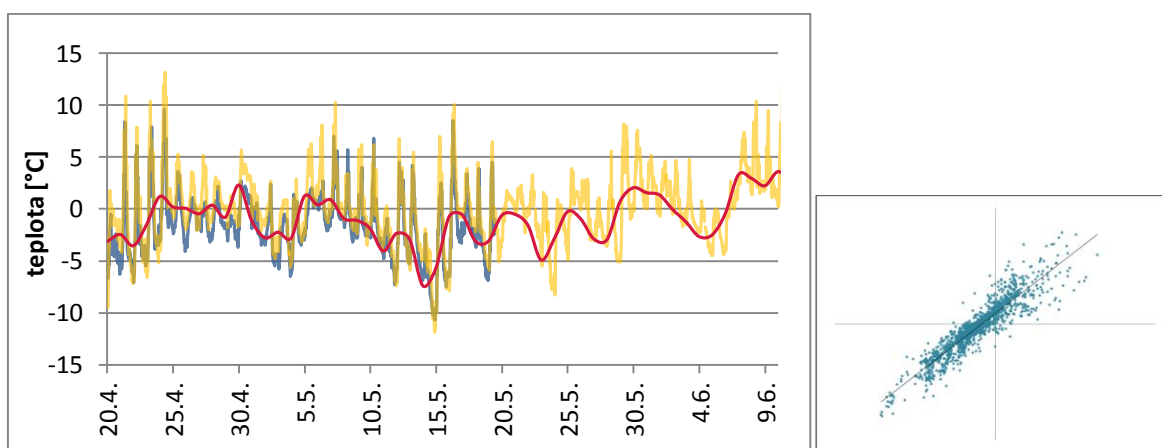
Obrázek 46. Umístění měřících přístrojů na lokalitě Adygine. Čísla 1-7 – jezera; M1,M2 – meteorologické stanice; T1 – teplotní čidlo; H1,H2,H3 – hladinoměry. Zdroj: Google Earth

4.1.2 Metodické postupy

4.1.2.1 Zpracování meteorologických dat

Na lokalitě Adygine jsou instalovány dvě meteorologické stanice (horní a dolní) a jedno čidlo na měření teploty vzduchu (minikin). I přes každoroční údržbu však z obou meteostanic nejsou k dispozici kontinuální řady dat, což je pravděpodobně způsobeno extrémními podmínkami dané lokality. Teplotní řada je přerušovaná, místy chybí data i za několik měsíců. Ještě obtížnější se ukázalo podchytit srážkové úhrny v oblasti, které jsou díky nízkým teplotám často pevného skupenství a kvůli silnému větru bývají vyvátý ze srážkoměrné nádoby.

K porovnání průběhu teplot a hydrologického režimu jezera, především pak průtoku na odtoku, jsou potřebná data z ablační sezóny, tedy května až září. Pro nedostatek dat z jedné stanice bylo pro jednotlivé roky použito řad z různých zdrojů. Jelikož v tomto případě není hlavním cílem uvést přesné hodnoty teploty vzduchu pro daný okamžik, ale jde spíše o denní a měsíční průběh teploty, je pro jednotlivé ablační sezóny použita vždy ta teplotní řada, která je nejúplnější. Všechny tři přístroje, jejichž teplotní řady byly použity, se i přes lišící se (fyzickogeografické) podmínky svého umístění nacházejí v rámci jedné lokality, maximální výškový rozdíl (mezi horní a dolní meteostanicí) činí asi 250 m. Naměřené teploty se proto sice liší, jejich vývoj v čase má však analogický průběh (obr. 47) – korelační koeficient dvou měsíčních teplotních řad z horní a dolní stanice činil 0,92.



Obrázek 47. Vlevo: Průběh teplot naměřených na horní meteostanici (modře), dolní meteostanici (žlutě) a denní průměry teplot naměřené teplotním čidlem minikin (červeně). Vpravo: Korelace hodnot teploty vzduchu z horní (osa x) a dolní (osa y) meteostanice.

4.1.2.2 Zpracování hydrologických dat

Nejprve byla veškerá naměřená data převedena ze středoevropského času (UTC+1) na kyrgyzský čas (UTC+5), tedy posunuta o +4 hodiny. Poté byla převedena data z hladinoměru, která udávala výšku hladiny nad hladinoměrem. Dne 26.7. 2008 v 7:30 kyrgyzského času byla zaměřena výška hladiny jezera na 3542,966 m n. m. a tomu odpovídal údaj z hladinoměru 5,966 m. Ke všem hodnotám naměřeným hladinoměrem bylo pro získání údajů o nadmořské výšce hladiny přičtena hodnota 3537 m.

Metodika batymetrických měření vychází z metodiky dlouhodobě používané při výzkumu jezer katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK (Česák, Šobr, 2005). Tato metodika byla modifikována pro využití ve vysokohorském terénu a výzkum ledovcových jezer.

Batymetrické mapování jezera Adygine Dolní, Adygine Horní a pěti menších jezer u čela ledovce bylo prováděno pomocí totální geodetické stanice Leica TCR 705, echolotu Garmin Fishfinder 240, gumového člunu a pevné tenké rybářské šňůry, která se délkově nenatahuje. Nejprve byly určeny body na břehové linii, které sloužily k vytyčení profilů, na nichž se provede hloubkové měření. Pro detailnější měření hloubek na kratších profilech byla hloubka zapisována v intervalu 2,5 m, na delších profilech v intervalu 5 m.

Měření průtoků bylo prováděno pomocí hydrometrické vrtule OTT C2 dle ČSN ISO 748 na 19 svislicích v kroku 0,5 m (obr. 48). Výjimkou bylo pouze měření průtoků při nejvyšší sledované výšce hladiny (67 cm), kdy byla šířka koryta rozdělena na 25 svislic po 0,5 m. Měření byla prováděna od 3.8. do 5.8. 2012 na stejném místě při různých vodních stavech (obr. 49). V průběhu měření byla odečtena hodnota na vodočetné lati umístěné v blízkosti výtoků, aby změřeným hloubkám profilů mohla být přiřazena odpovídající nadmořská výška hladiny jezera. K tomu bylo třeba zjistit vztah mezi hodnotou na vodočetné lati a údajem v hladinoměru: 47 cm na lati odpovídalo 6,035 m v hladinoměru.



Obrázek 48. Měření průtoku na odtoku z jezera Adygine Horní. Foto: M. Černý

Maximální úroveň hladiny jezera při měření průtoku dosahovala 3543,236 m n. m., nejvyšší úroveň zaznamenaná hladinoměrem byla však o 104 mm výše (3543,340 - 6.7. 2008 15:30). Při tvorbě konsumpční křivky bylo proto nutné průtoky pro nejvyšší úroveň hladiny (nad 3543,236 m n. m.) extrapolovat.

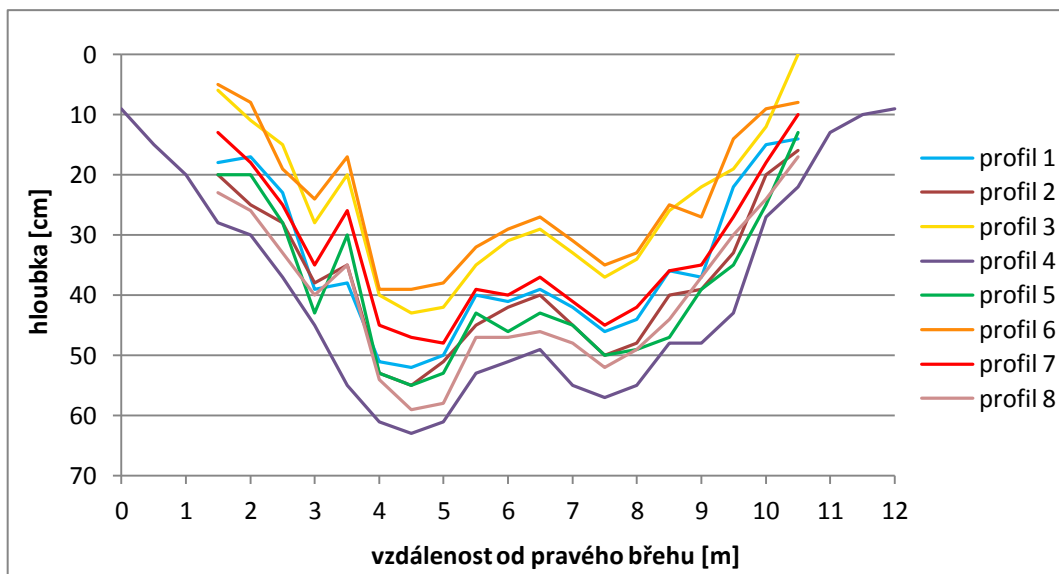
Průtok byl vypočten jako součet průtoků dílčích profilů, přičemž dílčí průtoky jsou dány součinem plochy průtočného profilu a rychlosti proudění. Rychlost proudění byla vypočtena dle vzorce:

$$v = a + b \cdot n,$$

kde n je počet otáček za sekundu, a , b jsou koeficienty.

- pro $n < 1,66$ je $a = 0,02179$ $b = 0,05509$

- pro $n > 1,66$ je $a = 0,029847$ $b = 0,054438$



Obrázek 49. Příčné profily výtoků z jezera při různých vodních stavech. Profil 1 – 3.8. 15:30-16:00; profil 2 – 3.8. 17:45-18:05; profil 3 – 4.8. 8:00-8:15; profil 4 – 4.8. 17:20-17:40; profil 5 – 4.8. 20:10-20:35; profil 6 – 5.8. 10:10-10:30; profil 7 – 5.8. 13:50-14:10; profil 8 – 5.8. 15:00-15:15.

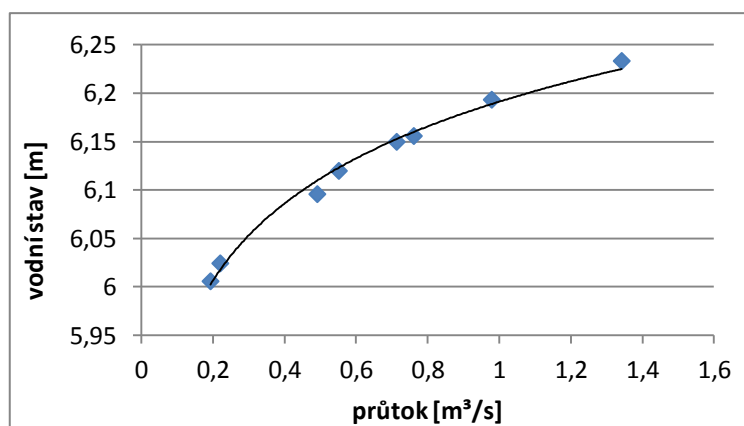
Na výpočet průtoků navazovalo vytvoření konsumpční křivky (obr. 50). Vodní stav pro každý zjištěný průtok byl vypočten jako aritmetický průměr z hodnot odečtených na začátku a na konci měření. Následně byl z daných hodnot vytvořen bodový graf a přidána spojnice trendu. Nejlépe odpovídala průběhu bodů křivka vyjádřená přirozeným logaritmem:

$$y = 0,1147 \cdot \ln(x) + 6,1913,$$

u které byla hodnota spolehlivosti $R^2 = 0,9914$. V tomto případě neznámá x značí průtok a y výšku hladiny, proto musel být vzorec převeden na:

$$x = e^{\frac{y - 6,1913}{0,1147}}$$

Na základě tohoto vzorce pak byly vypočteny průtoky pro každý údaj o úrovni hladiny v období s povrchovým odtokem.



Obrázek 50. Konsumpční křivka pro odtok z jezera Adygine.

Na základě srovnání hodnoty odečtené na vodočetné lati umístěné u odtoku z jezera a ve stejné době změřené úrovni hladiny tlakovým čidlem byla určena úroveň hladiny, při které přestává být jezero odvodňováno povrchovou cestou. Tato hodnota byla vypočítána na 3542,606 m n. m. a dle ní byly pro každý rok vymezeny úseky, kdy voda z jezera neodtéká po povrchu.

30.9. 2007 – 13.5. 2008

23.9. 2008 – 6.6. 2009

10.10. 2009 – 1.6. 2010

23.9. 2010 – 3.5. 2011

26.9. 2011 – 19.5. 2012

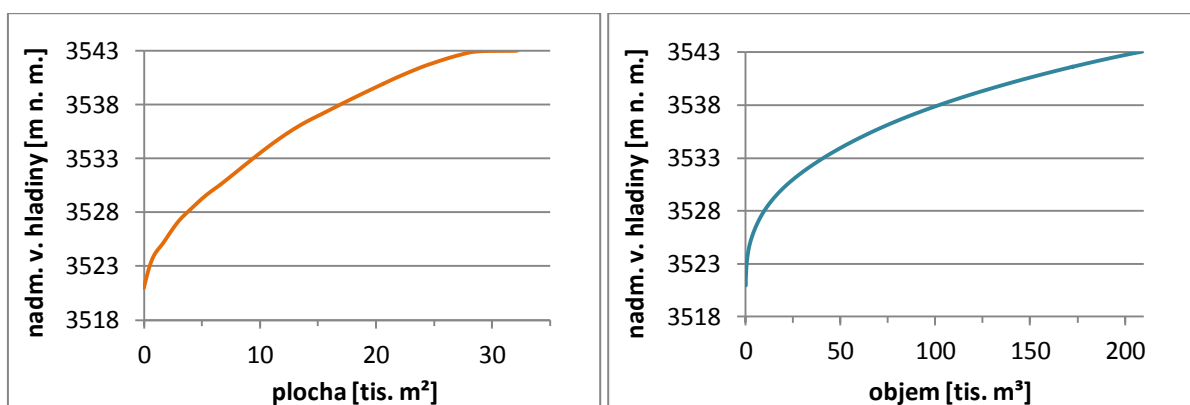
Grafy průtoků byly pro lepší vzájemné porovnání vytvořeny pro stejné období, a to od 3. května do 10. října. Jedná se o nejdřívější a nejzazší datum, kdy byl v průběhu celého sledovaného období zaznamenán povrchový odtok. Poté byly vypočteny měsíční průměrné, maximální a minimální průtoky pro jednotlivé roky a vše shrnuto do sloupcových grafů kvůli snazšímu porovnání.

K vykreslení batymetrické a volumetrické křivky jezera (obr. 51) byla využita batymetrická mapa vytvořená na základě měření hloubek v roce 2008. K výpočtům plochy a objemu pro jednotlivé hloubky byl použit program Surfer. V úrovni, kde se hladina pohybuje nejčastěji (tedy svrchní 3 metry) byla vypočítána plocha i objem po vrstvách mocných 1 cm, dále pak po 0,5 m. Ze získaných hodnot byla vytvořena batymetrická křivka, k volumetrické křivce bylo navíc nutné zvolit co nejpřesnější spojnicí trendu. Jako

nejvhodnější se ukázala polynomičká regrese 3. stupně s tím, že bylo nejprve nutné předělat hodnoty na ose x (místo nadmořské výšky vzdálenost ode dna):

$$y = 16,143 \cdot x^3 + 51,124 \cdot x^2 + 430,21 \cdot x - 831,29$$

Křivka určená touto rovnicí velmi dobře kryje volumetrickou křivku, pro jistotu však byly výsledky ověřeny za použití 10 kontrolních bodů (tab. 2). Prvních 6 bodů je pro tuto příležitost více důležitých, protože jsou v hloubkách, kde se hladina jezera během roku reálně nachází. Pro tyto body platí, že objem určený z batymetrické mapy a ten vypočítaný dle polynomičké rovnice se liší o méně než 1 %, což lze považovat za vyhovující. Část břehu jezera je totiž tvořena kameny, které tvoří poměrně nekompaktní ohrazení a značný nezapočítaný objem vody se může vyskytovat také zde. Tato rovnice byla aplikována na data z hladinoměru, a tak bylo možné zjistit objem vody v jezeře pro každý údaj o úrovni hladiny.



Obrázek 51. Batymetrická křivka (vlevo) a volumetrická křivka (vpravo) jezera Adygine.

Tabulka 2. Kontrolní body - porovnání objemu dle batymetrické mapy a volumetrické křivky.

| kontrolní body hloubka (m) | objem dle batymetrie (m³) | objem dle volumetrické křivky (m³) | rozdíl (m³) |
|-------------------------------|------------------------------|--|-------------|
| 22 | 205 865 | 205 268 | -597 |
| 21,65 | 196 333 | 196 262 | -71 |
| 21,3 | 187 397 | 187 526 | 129 |
| 20,4 | 166 088 | 166 269 | 181 |
| 19,7 | 150 855 | 150 904 | 49 |
| 19 | 136 633 | 136 523 | -110 |
| 16 | 85 907 | 85 262 | -645 |
| 12 | 40 474 | 39 588 | -886 |
| 7 | 9 558 | 10 222 | 664 |
| 3 | 1 097 | 1 355 | 258 |

Roční cyklus kolísání hladiny jezera byl rozdělen do tří částí. Pokles hladiny (fáze I) byl počítán od okamžiku, kdy úroveň hladiny již pouze klesala až k minimu daného cyklu. Tato fáze byla navíc rozčleněna na dvě části – v té první docházelo k rychlejšímu poklesu hladiny, ve druhé byl pokles znatelně pomalejší. Hranice mezi oběma částmi byla určena vizuálně z grafů ročního kolísání, a to na 6.11. (tento den zahrnut do první části poklesu). Po dosažení minimální úrovně hladiny (stav 1) začíná fáze plnění (fáze II), která trvá až do chvíle, kdy po obnovení povrchového odtoku z jezera začne hladina klesat (stav 2). Po naplnění jezerní pánve tavnou vodou ze sněhu a ledovce nastává fáze ustálení (fáze III), při níž se úroveň hladiny pohybuje přibližně kolem nadmořské výšky 3543 m a vykazuje denní amplitudu až 35 cm.

Při popisu doby trvání jednotlivých fází byly zjištěné časové údaje zaokrouhleny na celé dny. U nejkratší fáze plnění, bylo zkreslení minimální, protože začalo i skončilo vždy v odpoledních hodinách (14-16 h). Fáze poklesu na druhou stranu trvala několik měsíců, proto rozdíl několika hodin nepředstavuje významnější změnu ve výsledku.

Dále byl zpracován odtok z jezera pro celé sledované období. Byl vytvořen graf popisující kumulativní odtok, v tomto případě byla započítána pouze voda odtéká po povrchu přes nejnižší část hráze. Problém nastal při zpracování let 2008 a 2011, kde chybí data za více než polovinu srpna. Kvůli nedostatečné podobnosti s průběhem křivek z jiných let a neexistujícím jednotným teplotním datům nebylo možné provést extrapolaci a odtok tak odhadnout.

Následně se práce zabývá výpočtem přibližného objemu přítoku do jezera pro jednotlivé měsíce. Přítoků do jezera je více, jsou však velmi obtížně měřitelné. Protože značná část vody přitéká do jezera podpovrchovými cestami, přítok byl odvozen ze změny úrovně hladiny, objemu odtoku povrchovou cestou a přibližným výpočtem objemu odtoku podzemními kanály. V průběhu dubna a května byl přítok zjištěn rozdílem objemu jezera na začátku plnění a při dosažení úrovně, kdy voda odtéká po povrchu. Poté již byl objem přítoku zjišťován dle průtoku na odtoku z jezera. Pro zjištění přibližného odtoku podzemní cestou ve fázi ustálení byl spočítán aritmetický průměr z hodnot rychlosti poklesu v první fázi všech sledovaných let. Při plnění jezera byl do dosažení úrovně 3541 m n. m. použit aritmetický průměr z druhé části poklesu, od této úrovně pak stejná hodnota jako při ustálení. Ztráty vody výparem jsou kvůli nízkým teplotám vzduchu v lokalitě považovány za zanedbatelné (Aizen et al., 1997).

Všechny objemy byly zaokrouhleny na celá čísla, vzhledem k značným nejistotám s množstvím podzemního odtoku by přesnost na desetinná čísla neměla význam.

Rozkolísanost hladiny byla určována z datové řady úrovně hladiny během fáze ustálení. Rozdíly mezi nejvyšší a nejnižší zaznamenanou úrovní během dne byly zobrazeny pomocí bodového grafu.

K zjištění průběhu zpoždění odtoku během ablační sezóny byly použity hodinové řady úrovně hladiny a teploty vzduchu horní meteostanice (2008, 2009). Pro jednotlivé dny byl zjišťován časový rozdíl mezi dosažením nejvyšší úrovně hladiny a nejvyšší hodnotou teploty vzduchu. Tyto pak byly zobrazeny pomocí bodového grafu.

4.2 Výsledky

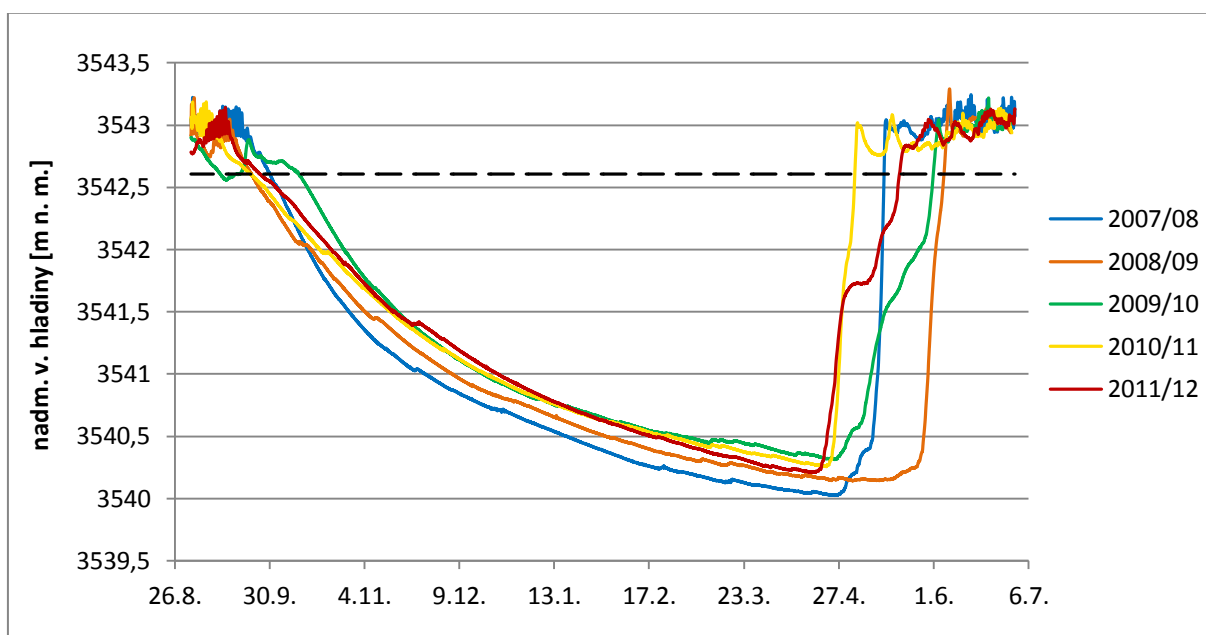
Na základě dat získaných za pětileté období sledování jezera Adygine byl zjištěn hydrologický režim typický pro toto jezero. Z údajů o nadmořské výšce hladiny byl popsán roční a denní cyklus kolísání hladiny, dále průběh průtoků během ablační sezóny, objem odtoku z jezera a přibližný přítok.

4.2.1 Kolísání hladiny jezera

Kolísání hladiny jezera Adygine je sledováno již od 19. srpna 2007. V této práci je zachycen průběh pěti cyklů, ty jsou zhodnoceny a vzájemně porovnány. Tato část je dále rozdělena na popis ročního a denního cyklu kolísání.

4.2.1.1 Roční cyklus kolísání

Roční cyklus kolísání hladiny jezera vykazuje značnou pravidelnost, což dokazuje obrázek 52. Na něm je znázorněno pět po sobě následujících cyklů kolísání hladiny. Každou z křivek lze rozdělit na tři části: I – pokles hladiny, II – plnění, a III – ustálení.



Obrázek 52. Roční průběh kolísání hladiny jezera Adygine. Nadmořská výška povrchového odtoku vyznačena přerušovanou čarou.

Tabulka 3. Začátek a doba trvání jednotlivých fází kolísání hladiny pro roky 2007-2012.

| | pokles hladiny | | plnění | | ustálení | |
|------|----------------|--------------|---------|--------------|----------|--------------|
| | začátek | trvání (dny) | začátek | trvání (dny) | začátek | trvání (dny) |
| 2007 | 26.9. | 211 | / | / | / | / |
| 2008 | 18.9. | 224 | 26.4. | 18 | 15.5. | 125 |
| 2009 | 5.10. | 200 | 3.5. | 36 | 9.6. | 117 |
| 2010 | 12.9. | 215 | 26.4. | 44 | 10.6. | 93 |
| 2011 | 15.9. | 205 | 23.4. | 12 | 6.5. | 131 |
| 2012 | 1.10. | 196 | 17.4. | 34 | 22.5. | 131 |

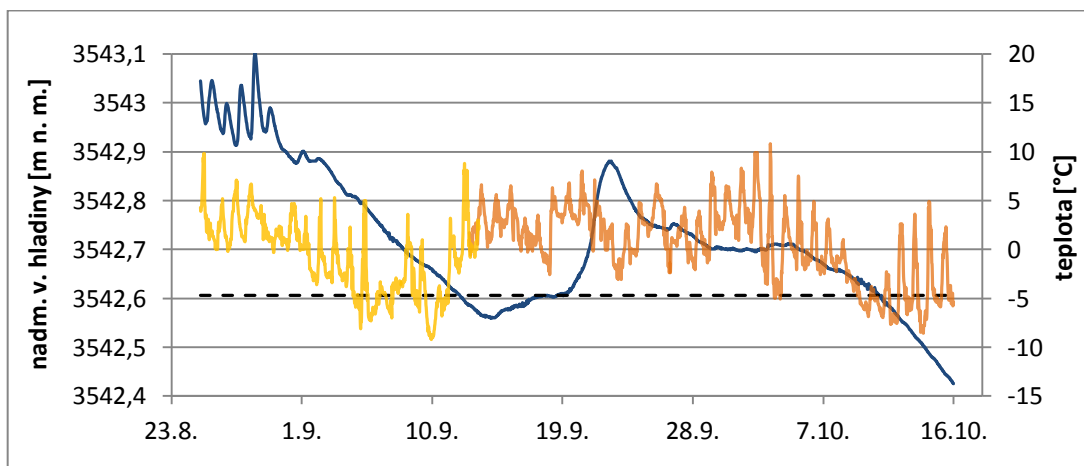
I - Pokles hladiny

Nejdéle trvající (asi 7 měsíců) je část první (tab. 3), tedy pokles hladiny, během které se snižuje úroveň hladiny jezera odtokem podzemními kanály. V průběhu září dochází ke značnému poklesu teplot a tím k úbytku tavných vod přitékajících z ledovce do jezera. Okolo poloviny září klesá hladina jezera natolik, že voda z jezera přestává odtékat povrchovou cestou. Tato situace nastává při nadmořské výšce hladiny jezera 3542,606 m. Od této chvíle je jezero vyprazdňováno pouze podzemními kanály, jejichž kapacita zůstávala po dobu měření úrovně hladiny relativně neměnná. Jisté změny v kapacitě podzemních odtokových kanálů pravděpodobně proběhly po prvním měřeném poklesu hladiny v letech 2007/2008 a poté 2009/2010. Po tomto období pravděpodobně došlo ke snížení kapacity nebo úplnému ucpání některých kanálů (nacházejících se do 2 metrů pod maximální úrovní hladiny), což se projevilo při následujícím poklesu hladiny. Konvexní tvar křivek prozrazuje, že s postupným klesáním hladiny jsou některé odtokové cesty odkryty a rychlost poklesu hladiny se tedy snižuje (tab. 4). Zajímavé je, že v první fázi (do 6.11.) se rychlost poklesu hladiny v průběhu sledovaných let spíše snižuje, zatímco ve fázi druhé se zvyšuje. Svou roli zde jistě hraje tlak vody, který může zapříčinit otevření nových odtokových kanálů nebo jejich zkapacitnění, či odtávání pohřbeného ledu.

Povrchový odtok je ukončen (v závislosti na teplotě vzduchu) zpravidla během měsíce září, výjimkou byl jen podzim roku 2009 (Obr. 53). Teploty se pohybovaly pod 0 °C již začátkem září, hladina začala rychle klesat. Po dalším ochlazení teplota vzduchu klesla až na -9,2 °C a 12.9. se hladina jezera snížila natolik, že voda přestala odtékat po povrchu. V důsledku oteplení byl však 18.9. povrchový odtok obnoven, a to až do 10. října.

Tabulka 4. Parametry poklesové fáze v jednotlivých letech.

| rok | 1. část poklesu (do 6.11. včetně) | | | 2. část poklesu (od 7.11.) | | |
|---------|--|---------------|------------------------------|--|---------------|------------------------------|
| | Změna objemu (m³)/ výšky hladiny (cm) | Doba (dny) | Rychlost (l/s) / (cm/den) | Změna objemu (m³)/ výšky hladiny (cm) | Doba (dny) | Rychlost (l/s) / (cm/den) |
| 2007/08 | 31 457 / 131,6 | 39 | 9,34 / 3,4 | 26 854 / 126,5 | 172 | 1,81 / 0,74 |
| 2008/09 | 27 691 / 115 | 45 | 7,12 / 2,6 | 28 230 / 131,2 | 179 | 1,83 / 0,73 |
| 2009/10 | 21 958 / 90,2 | 28 | 9,07 / 3,2 | 30 520 / 139,1 | 172 | 2,05 / 0,81 |
| 2010/11 | 23 659 / 97,5 | 46 | 5,95 / 2,1 | 30 007 / 137,6 | 169 | 2,06 / 0,81 |
| 2011/12 | 23 054 / 94,9 | 42 | 6,35 / 2,3 | 31 529 / 144,7 | 163 | 2,23 / 0,89 |

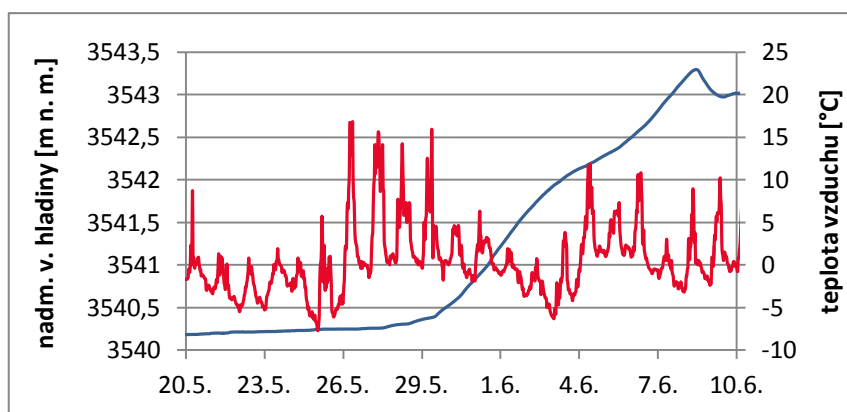


Obrázek 53. Vývoj úrovně hladiny jezera a teploty vzduchu na podzim roku 2009. Žlutá – horní meteostanice, oranžová – dolní meteostanice, čárkované – úroveň povrchového odtoku.

II - Plnění

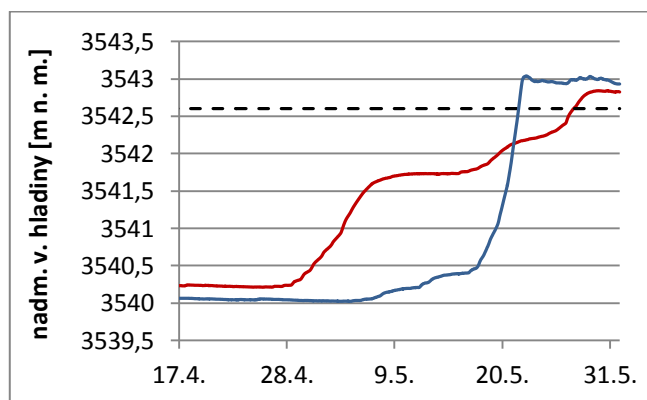
Druhá fáze, tedy plnění jezera, začíná po dosažení nejnižší úrovně hladiny, která zakončuje fázi poklesu. Tato minimální úroveň hladiny se rok od roku liší – největší rozdíl mezi změřenými nejnižšími úrovněmi hladiny v jednotlivých letech činí 28,8 cm (2008: 3540,025 m n. m.; 2010: 3540,313 m n. m.). Na dosaženou minimální úroveň hladiny má vliv kapacita odtokových kanálů, objem bazálního odtoku, ale i relativně vysoké teploty v průběhu září (popř. října), které mohou oddálit začátek poklesu hladiny a tím dobu poklesu zkrátit.

Plnění jezera je vždy podstatně rychlejší než jeho vyprazdňování, což je zřetelné z obrázku 52. V druhé polovině dubna až začátkem května se teplota vzduchu významně zvýší, začne odtávat sníh pokrývající povodí jezera a hladina se začne zvyšovat. Počátek, průběh i doba plnění se mezi sledovanými lety značně liší. Nejdříve začalo plnění v roce 2012, a to již 17. dubna, nejpozději pak 3. května v roce 2009 (obr. 54).



Obrázek 54. Průběh teplot vzduchu z horní meteostanice a úrovně hladiny v období plnění jezera Adygine v roce 2009. Teplota červeně, úroveň hladiny modře.

Celý proces plnění je závislý pouze na průběhu teplot vzduchu a radiace, který ovlivňuje intenzitu tání sněhu. Příklad rozdílného průběhu plnění je patrný z obrázku 55. V roce 2008 se hladina zvyšovala zpočátku pomalu, poté však došlo k prudkému vzestupu hladiny až nad úroveň, od které se jezero začne vyprazdňovat povrchovou cestou. Obdobně došlo k plnění i v letech 2009 a 2011. Druhá křivka popisuje nárůst hladiny na jaře roku 2012. Z jejího průběhu je patrný spíše rovnoměrný vzestup hladiny, který neobsahuje delší strmé pasáže značící výrazné oteplení. Tento mírný průběh plnění jezera, obdobný s tím v roce 2010, je zapříčiněn pomalým nárůstem teplot a celkově spíše chladnějším jarem.



Obrázek 55. Příklady průběhu plnění jezera Adygine z let 2008 (modrá) a 2012 (červená). Nadmořská výška povrchového odtoku vyznačena přerušovanou čarou.

Na průběhu plnění je závislá i doba, po kterou se hladina zvedá z nejnižší úrovně na tu, při které již je jezero odvodňováno povrchovým odtokem a hladina po krátkém poklesu začne kolísat. Jak je vidět v tabulce 5, doba plnění jezera se u jednotlivých let značně liší. Rozsah zjištěných hodnot je od 12 dnů v roce 2011 až po 44 dnů v roce 2010. Doba plnění

však nekoresponduje s množstvím vody přitéklé do jezera. Nejvíce jezero navýšilo svůj objem během plnění v roce 2009, kdy do něj přiteklo 73 814 m³ vody za 36 dní, a úroveň hladiny se zvýšila o 3,148 m. Nejméně pak v roce 2012, kdy v průběhu 34 dní přitekla do jezera tavná voda o objemu 60 543 m³ a hladina se zvedla o pouhé 2,629 m.

Průměrná rychlost plnění pak spojuje změnu objemu a dobu trvání. Mezi těmito hodnotami jasně vyniká rok 2011, kdy během 12 dní do jezera přiteklo 64 339 m³ vody a průměrná rychlost plnění tedy byla 5361,6 m³/den (vzestup hladiny o 26,2 cm za den). Nejnižší rychlost plnění za sledované období byla zaznamenána v roce 2010, kdy byla kvůli pomalému vzestupu hladiny průměrná rychlost pouze 1415 m³/den a průměrný vzestup hladiny 6 cm/den. Průměrné hodnoty pro celé období však dostatečně nevystihují rychlost plnění, která se může výrazně měnit, a to hlavně u průběhu plnění v letech 2008, 2009 a 2011. Na počátku plnění v roce 2008 byl vzestup hladiny v prvních pěti dnech (27.4. – 1.5.) následující: 1,7 cm/den, 2 cm/den, 6,5 cm/den, 3,1 cm/den a 2,4 cm/den s průměrem 3,14 cm/ den. Nejrychlejší vzestup hladiny byl zjištěn v posledních 5 dnech plnění tohoto roku (9.5. – 13.5.), a to: 16,5 cm/den, 28,5 cm/den, 38,1 cm/den, 65,4 cm/den a 95,7 cm/den s průměrem 48,84 cm za den. Vzestup hladiny dne 13. května 2008 byl s téměř 1 m za celé sledované období nejrychlejší, za tento den se zvětšil objem jezera o 23 930 m³.

Tabulka 5. Parametry popisující plnění jezera Adygine v jednotlivých letech.

| rok | začátek | stav 1 (m n. m.) | konec | stav 2 (m n. m.) | doba plnění (dny) | objem 1 (m ³) | objem 2 (m ³) | objem- rozdíl (m ³) | rychlost plnění (l/s) |
|------|---------|---------------------|-------|---------------------|-------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------------|--------------------------|
| 2008 | 26.4. | 3540,025 | 14.5. | 3543,041 | 18 | 137 698 | 207 076 | 69 378 | 44,6 |
| 2009 | 3.5. | 3540,144 | 8.6. | 3543,292 | 36 | 140 088 | 213 902 | 73 814 | 23,7 |
| 2010 | 26.4. | 3540,313 | 9.6. | 3542,986 | 44 | 143 531 | 205 791 | 62 260 | 16,4 |
| 2011 | 23.4. | 3540,255 | 5.5. | 3543,020 | 12 | 142 343 | 206 682 | 64 339 | 62 |
| 2012 | 17.4. | 3540,21 | 21.5. | 3542,839 | 34 | 141 426 | 201 969 | 60 543 | 20,6 |

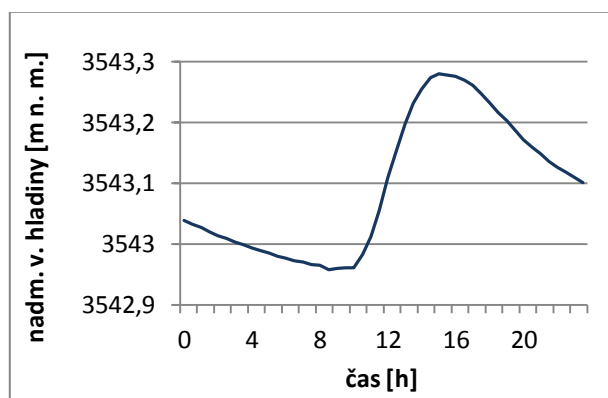
III – ustálení

Třetí fází cyklu celoročního průběhu úrovně hladiny jezera je ustálení a denní kolísání. Toto období začíná po naplnění jezera, tedy v průběhu května až první poloviny června, a je zakončeno v průběhu září opětovým poklesem hladiny. Nejdéle trvající období ustálení bylo zaznamenáno v roce 2011, kdy díky zvýšeným teplotám na konci dubna došlo k naplnění jezera poměrně brzy a kolísání trvalo 133 dní. Naopak nejkratší dobu trvalo letní kolísání hladiny v roce 2010, kdy kvůli poměrně nízkým teplotám začala hladina kolísat až 10. června

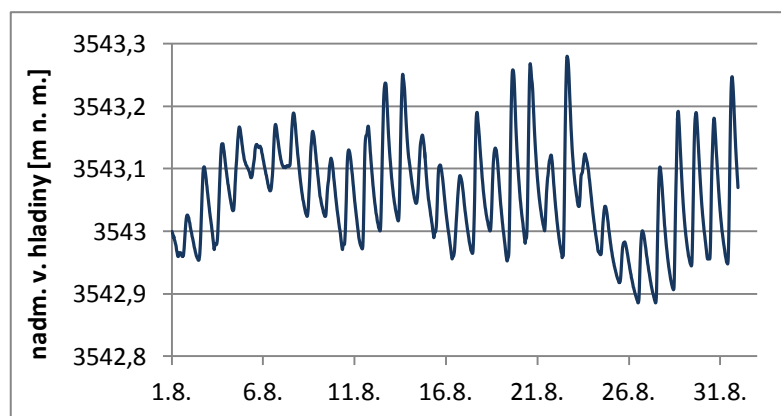
a ochlazení na počátku září vedlo k poklesu hladiny již 12.9. Celkem tedy tato fáze trvala pouze 93 dní, což je 69,9 % nejdelší změřené doby.

4.2.1.2 Denní cyklus kolísání

Rozkolísanost hladiny během dne závisí na denním průběhu teploty, která ovlivňuje rychlost tání sněhu a ledovce. Typický průběh kolísání hladiny během dne je znázorněn na obrázku 56. Nejvyšší úroveň hladiny bývá zpravidla zaznamenána několik hodin po vrcholení Slunce, tedy okolo 15. až 17. hodiny. Poté již hladina postupně klesá a dostává se na minimum v dopoledních hodinách, kolem 8. až 10. hodiny, což opět souvisí se zpožděným přítokem do jezera. Vývoj denního kolísání hladiny v ablační sezóně pak vystihuje obrázek 57. Zde je zřetelný denní chod kolísání, podobnost mezi jednotlivými dny, ale i rozdíly mezi nimi. Některé dny činí rozkolísání hladiny více než 30 cm, jindy je to pouze několik málo centimetrů. Nadmořská výška hladiny se během období ustálení pohybuje převážně mezi 3542,9 m n. m. a 3543,3 m n. m.

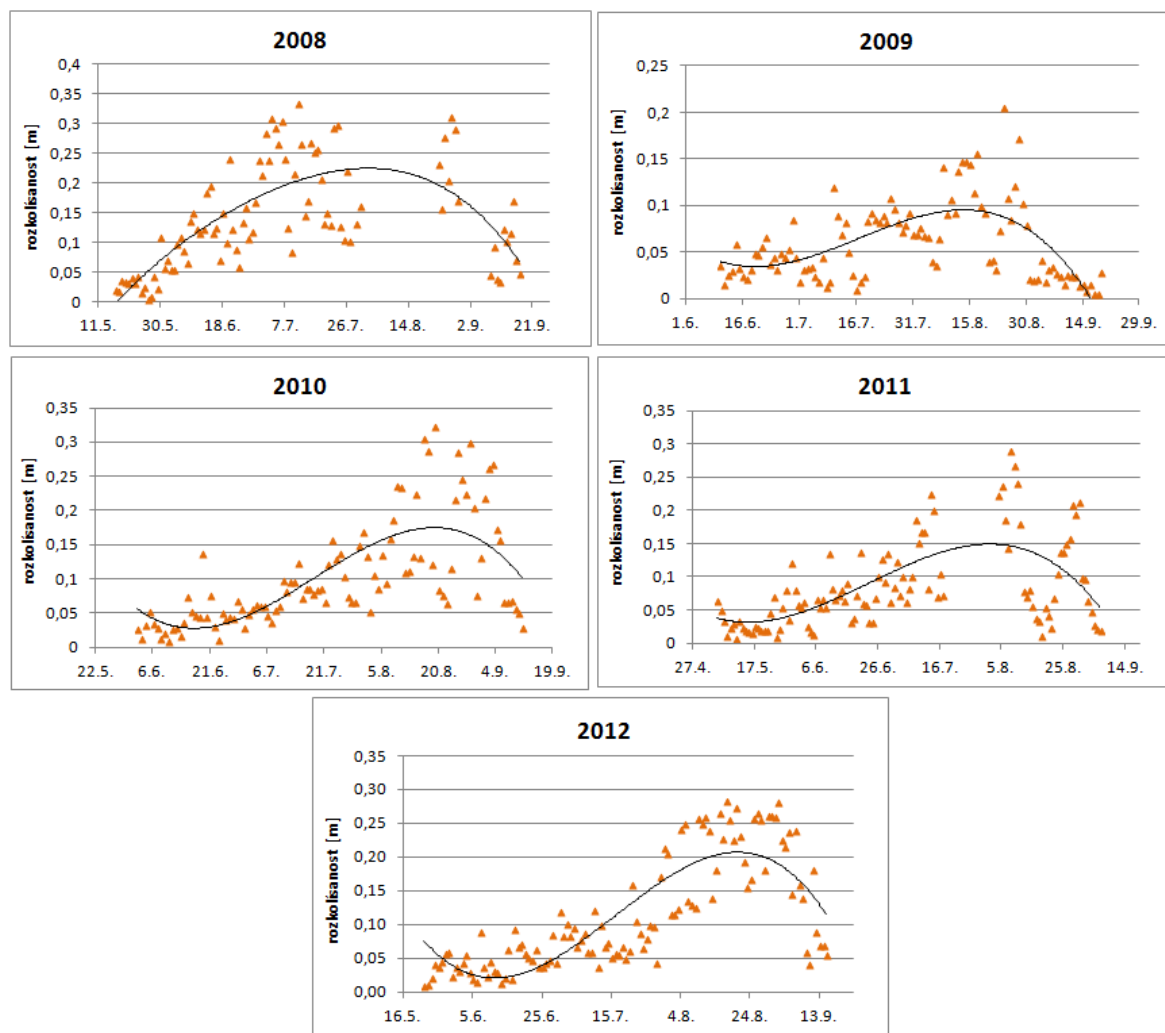


Obrázek 56. Denní kolísání hladiny jezera Adygene dne 22. srpna 2010.



Obrázek 57. Denní kolísání hladiny jezera Adygene v srpnu roku 2010.

Průběh denní rozkolísanosti hladiny během ablační sezóny všech sledovaných let vyjadřují grafy na obrázku 58. U všech let byl zjištěn velmi podobný průběh rozkolísanosti hladiny. V prvních týdnech se amplituda úrovně hladiny v průběhu dne pohybuje v řádu několika centimetrů. Postupně však se zvyšující se teplotou dochází k větší denní rozkolísanosti hladiny, maximální hodnoty byly zjištěny v srpnu, nejčastěji v jeho druhé části. Výjimku tvoří pouze rok 2008, kdy byla rozkolísanost během léta celkově vysoká (maximum 33,3 cm) a kvůli výpadku dat v první části srpna nelze s jistotou určit období s nejvyšší rozkolísaností. V každém ze sledovaných období byla zjištěna maximální hodnota okolo 30 cm, v roce 2009 však bylo kolísání hladiny nejvýše 20,5 cm. Poté dochází poměrně rychle ke snížení rozkolísanosti, až denní kolísání hladiny zcela ustane a je nahrazeno fází poklesu.



Obrázek 58. Rozkolísanost hladiny jezera Adygine v průběhu ablační sezóny 2008-2012.

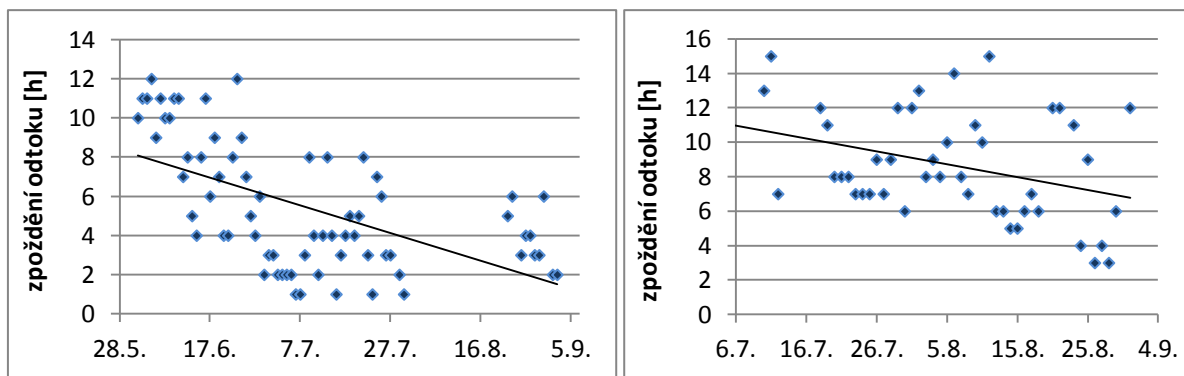
Zajímavý jev typický pro ledovcový režim a proměnlivý v průběhu ablační sezóny je zpoždění odtoku. Jedná se o časový údaj popisující rozdíl mezi nejvyšší denní teplotou vzduchu a maximální dosaženou denní úrovní hladiny (Han et al., 2013).

Výraznější zkrácení zpoždění odtoku je pozorováno na počátku ablační sezóny, což je přisuzováno postupnému roztátí sněhové pokrývky, která odtok zpomaluje. Ve vrcholném létě ledovec reaguje na zvýšení teploty vzduchu rychleji, doba zpoždění se tedy v průběhu ablační sezóny snižuje. Napomáhá tomu přes léto vytvořený a prohloubený drenážní systém (obr. 59), který se rozšiřuje směrem nahoru po ledovci a transport tavné vody se tak stává efektivnějším (Hubbard a Glasser, 2005).



Obrázek 59. Jeden z kanálů povrchového odtokového systému ledovce Adygine.

Beitlerová (2010) sledovala zpoždění odtoku pro ablační sezónu roku 2008 (obr. 60). V prvních 10 dnech bylo zpoždění největší, a to 10-12 hodin, následovalo období se zpožděním 4-9 hodin a ve vrcholném létě s plně vyvinutým denním cyklem bylo již jen okolo 4 hodin, objevily se však i výrazně nižší hodnoty (1 hodina). Od 1. do 17. srpna nejsou k dispozici údaje o úrovni hladiny, na konci srpna bylo zjištěno zpoždění 2-6 hodin. Trend zkracování zpoždění potvrzuje i graf zpoždění odtoku pro ablační sezónu roku 2009 (obr. 60). Tento rok byl však pokles doby zpoždění méně výrazný především kvůli nezvykle chladným podmínkám a dlouho trvající sněhové pokrývce.



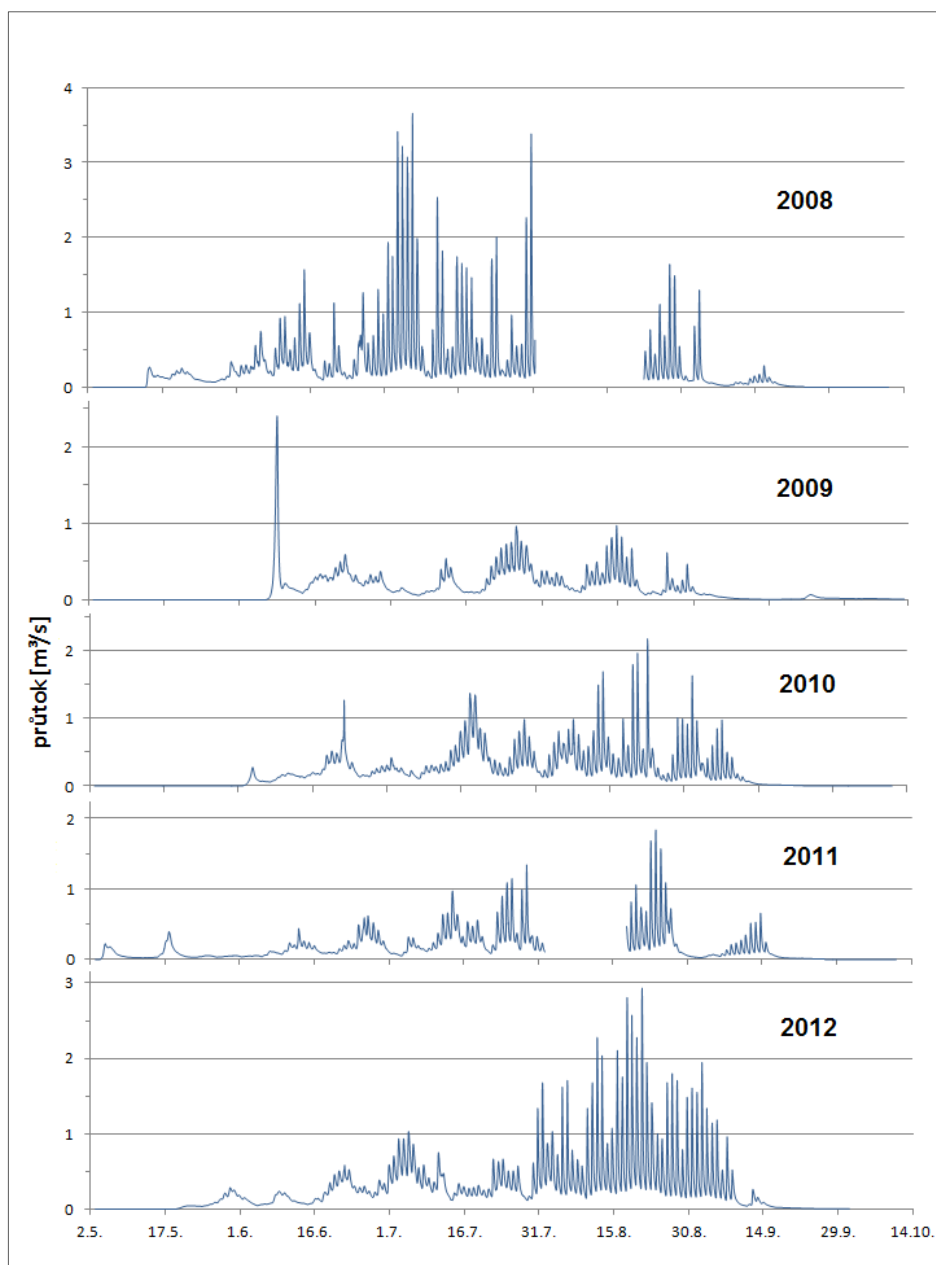
Obrázek 60. Zpoždění odtoku z ledovce do jezera Adygine Horní pro rok 2008 a 2009.

4.2.2 Průtok na výtoku z jezera

Povrchový odtok z jezera Adygine Horní je uskutečňován přes nejnižší místo hráze, pokud hladina dosahuje nadmořské výšky vyšší než 3542,606 m. Velikost průtoku odvozeného z výšky hladiny jezera je závislá především na meteorologických podmínkách v dané lokalitě. Jezero vykazuje díky rychlé reakci ledovce na zvýšenou solární radiaci a teplotu vzduchu výrazný denní režim odtoku zpravidla v průběhu července a srpna.

Z obrázku 61, který popisuje průtok na odtoku z jezera Adygine, je patrné, že průběh ablační sezóny se mezi sledovanými lety poměrně liší.

Rok 2008 byl nadprůměrný, co se průtoků na odtoku z jezera týče. Díky vysokým teplotám vzduchu byl povrchový odtok zaznamenán poměrně brzy (13.5.), v červnu bylo zaznamenáno denní kolísání s nejvyššími denními průtoky do $1,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Vysoká intenzita tání ledovcového ledu se projevila začátkem července. Vyvinul se výrazný denní režim s maximálními průtoky přes $3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, který trval s malými přestávkami minimálně celý červenec. Za srpen (do 22.8.) data chybí, dle teplot vzduchu lze průtoky jen přibližně odhadnout. Začátkem druhé poloviny srpna došlo k poměrně výraznému ochlazení, což se projevilo na průtocích již opět zaznamenaných. Na počátku září průtok prudce poklesl, povrchový odtok z jezera byl ukončen 23.9.

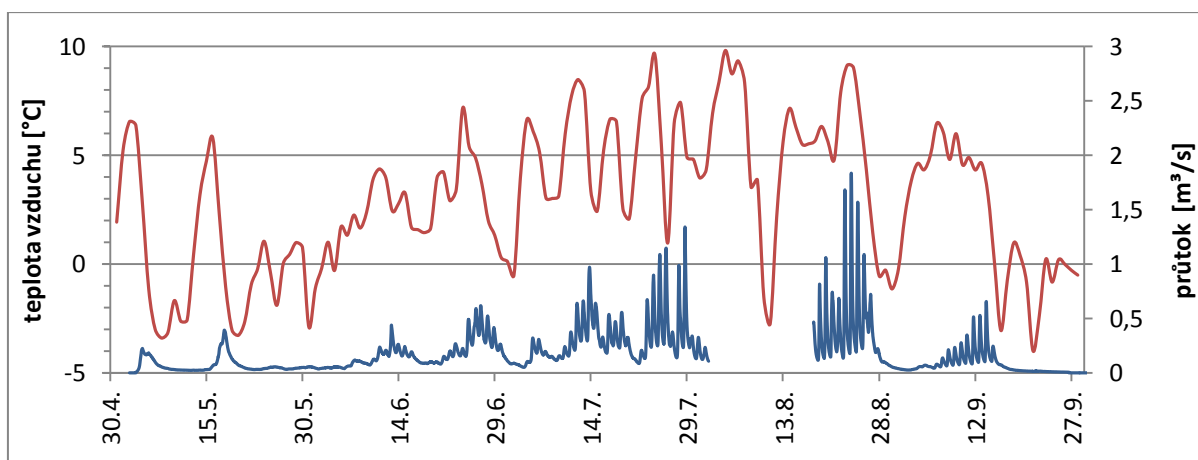


Obrázek 61. Průtoky na odtoku z jezera Adygine v ablační sezóně, roky 2008-2012.

V následující ablační sezóně byly zaznamenány průtoky spíše podprůměrné. Velmi prudký vzestup hladiny a tedy i průtoku (až na $2,41 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) se projevil hned na počátku června, což mohlo být způsobeno intenzivním táním sněhu na velké ploše. V průběhu května zasahovala teplota vzduchu výrazně pod bod mrazu, koncem měsíce však došlo k výraznému oteplení. Po této události se průtok snížil na $0,15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, a za celé léto již nepřesáhl $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Denní režim byl vyvinut jen slabě, několikrát byl dokonce zcela shlazen. Vyskytla se jen dvě krátká období s vyššími průtoky a výraznějším denním kolísáním, a to na konci července a v polovině srpna. Nízký průtok byl po krátkém přerušení opět obnoven 19.9. a zcela ustal až 10. října.

Ablační sezónu a průběh průtoků v roce 2010 lze posoudit jako průměrný. Povrchový odtok z jezera byl zaznamenán 2. června, průtok dosáhl $0,27 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Po snížených průtocích poté došlo díky výraznějšímu oteplení k dalšímu přívalu tavných vod ze sněhu do jezera a průtok vzrostl až na $1,26 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. V červenci bylo již znatelné denní kolísání, ledovcový režim se však plně projevil až od poloviny srpna, kdy měly průtoky během dne amplitudu až $1,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Maximální hodnoty průtoků bylo dosaženo 22.8. v 15:00, a to $2,17 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Denní režim byl stále zřetelný i na počátku září, postupně se však přítok do jezera snižoval a průtok klesal, až byl zcela zastaven 23.9.

Ablační sezóna roku 2011 je srovnatelná s tou předchozí, typická je svým brzkým začátkem. Díky relativně vysokým teplotám vzduchu na konci dubna došlo k naplnění jezera a zahájení povrchového odtoku již 4. května. I přes chybějící data pro první polovinu srpna je zde zřejmá podobnost s průběhem průtoků v roce 2010. Po zvýšení průtoků způsobeném táním sněhu v průběhu května bylo zaznamenáno období s výrazně sníženými hodnotami průtoků. Od poloviny června jsou viditelné náznaky denního režimu. Ke konci července je z denní amplitudy průtoků zřejmý vliv tavných vod z ledovce, maximální hodnoty dosáhly k $1,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Informace o průtoku z první poloviny srpna nejsou k dispozici, existují však data teploty vzduchu (obr. 62). Z nich lze vyčíst, že nejprve průtoky vlivem vysokých teplot nejspíše výrazně stouply (zhruba na $1-1,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), poté však došlo k prudkému ochlazení a odtok tak byl pravděpodobně redukován a denní režim zcela shlazen. Koncem srpna dosáhly průtoky maxima $1,84 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Na přelomu srpna a září došlo k prudkému snížení průtoků a dne 26. září byl povrchový odtok ukončen.

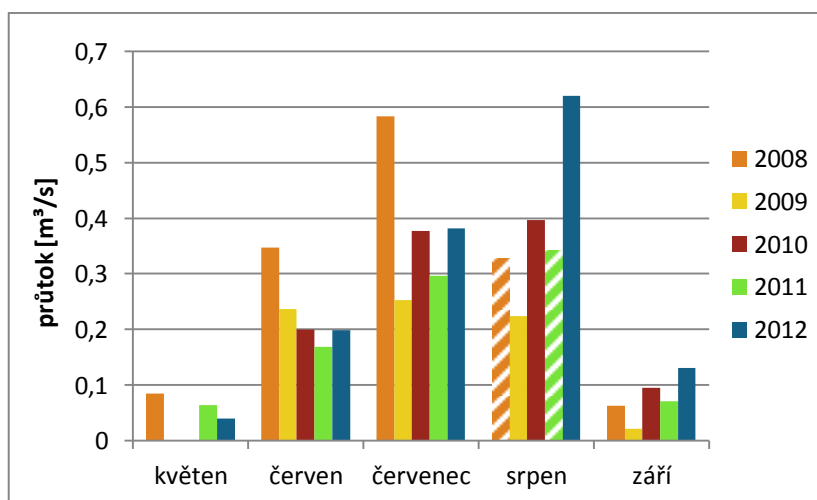


Obrázek 62. Průběh průtoků (modře) na odtoku z jezera Adygine a teploty vzduchu (červeně) v ablační sezóně roku 2011.

Přestože se jezero tavnými vodami ze sněhu začalo na jaře roku 2012 plnit již 17. dubna, kvůli častým ochlazením hladina dosáhla úrovně 3642,606 m n. m. až 19. května. Větší oteplení však nenastalo, proto se průtoky držely na minimální úrovni. Denní režim začal být patrný až v druhé polovině června, kdy se průtoky dostávaly nad $0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. V červenci byl denní režim výraznější, průtoky se dostávaly nad $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Od přelomu července a srpna byl denní režim plně vyvinut, amplituda průtoků během dne činila téměř $1,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Maximálního průtoku ($2,94 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) bylo dosaženo 20.8., vysoké průtoky i denní amplituda vydržely až do 7.9, po zbytek září již byly průtoky jen velmi malé.

Následující tři grafy srovnávají měsíční průměrné (obr. 63), maximální (obr. 64) a minimální (obr. 65) průtoky jednotlivých sledovaných let. Přesné hodnoty jsou uvedeny v tabulkách v příloze (příloha 2). Porovnání je opět ztíženo chybějícími daty pro část srpna roku 2008 a 2011. Přesto však je zde patrná jistá pravidelnost.

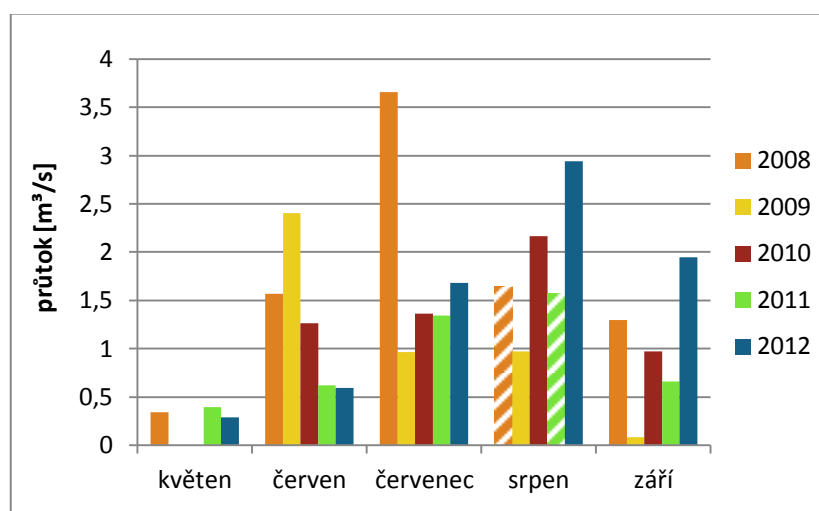
Květnové průtoky bývají velmi nízké, v některých případech dokonce není zaznamenán žádný průtok. Ve sledovaném pětiletém období byl povrchový odtok započat v květnu ve třech případech, a to v letech 2008, 2011 a 2012. Měsíc červen již bývá podstatně vodnější, průměrný průtok pro tento měsíc se nejčastěji pohybuje kolem $0,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, maximální dosažené průtoky jsou variabilnější než ty průměrné. V červenci se objevují oproti červnu vyšší především průměrné průtoky, dosažená maxima se pohybují kolem $1-1,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, výjimkou je rok 2008, kdy bylo dosaženo průtoků $3,66 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. V srpnu průtoky většinou vrcholí, vyskytují se zde často nejvyšší maxima za celou ablační sezónu a průměry mohou být podobné jako v červenci nebo mírně vyšší. Průměrné průtoky v září jsou srovnatelné s těmi květnovými (kolem $0,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), ty maximální jsou však vyšší.



Obrázek 63. Průměrné měsíční průtoky na odtoku z jezera Adygine.

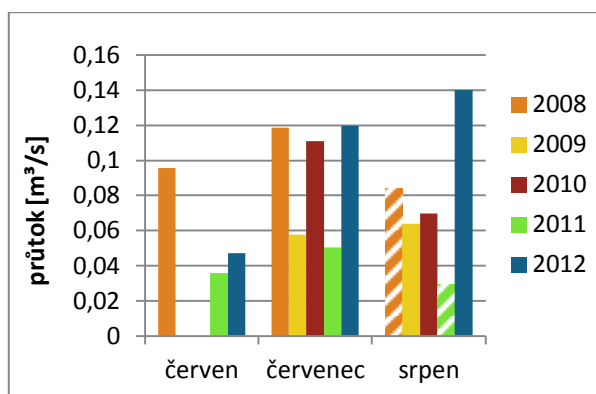
Výjimku tvoří rok 2009, kdy prudký vzestup hladiny v červnu způsobil rychlý odtok vody z jezera. Díky této události je průměrný červnový průtok srovnatelný s tím červencovým i srpnovým, maximální červnový průtok je dokonce více než dvakrát vyšší než v obou následujících měsících. Mimo tuto událost jsou průtoky roku 2009 výrazně podprůměrné. Opakem byl rok předchozí, kdy byly průtoky především v první části sezóny (květen až červenec) nadprůměrné. Nejvýrazněji vystupuje rok 2008 v červenci, a to mezi průměrnými i maximálními průtoky. Průtoky v ablační sezóně roku 2012 byly výrazně vyšší v srpnu (zaznamenán dokonce nejvyšší průměrný měsíční průtok za celé sledované období), díky vysokým teplotám vzduchu byl i na začátku září zaznamenán nezvykle vysoký průtok $1,95 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Porovnávání měsíce srpen jednotlivých let je ovšem kvůli výpadku dat složitější. Skutečná hodnota maximálního průtoky za srpen roku 2011 by podle teplotních dat mohla být o něco vyšší než ta změřená, ta z roku 2008 asi i výrazně vyšší. Tyto vysoké hodnoty průtoky se mohly vyskytnout nejspíš na začátku měsíce. Skutečné hodnoty průměrných průtoků za srpen z obou let však ve skutečnosti mohly být vyšší, ale i nižší než ty zjištěné z dostupných neúplných dat. V září závisí u průměrných průtoků na datu, kdy je povrchový odtok ukončen. Maximální zaznamenané průtoky v září jsou znatelně vyšší než ty květnové (kvůli dozívajícímu srpnovému vrcholu). Navíc je zde uveden i sloupec pro rok 2007. Z dat vyplývá, že tento rok byly teploty vzduchu v září pravděpodobně relativně vysoké, průměrně na odtoku protékalo $0,14 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.



Obrázek 64. Maximální měsíční průtoky na odtoku z jezera Adygine.

Z grafu porovnávající minimální měsíční průtoky (obr. 65) je zřejmé, že jedině v měsících červenec a srpen nedošlo během sledovaných let k přerušení povrchového odtoku z jezera. Samozřejmě zde existuje nejistota ohledně roků 2008 a 2011, na základě znalosti teplotních dat se však tak významný pokles hladiny nepředpokládá.



Obrázek 65. Minimální měsíční průtoky na odtoku z jezera Adygine.

4.2.3 Přítok a odtok z jezera

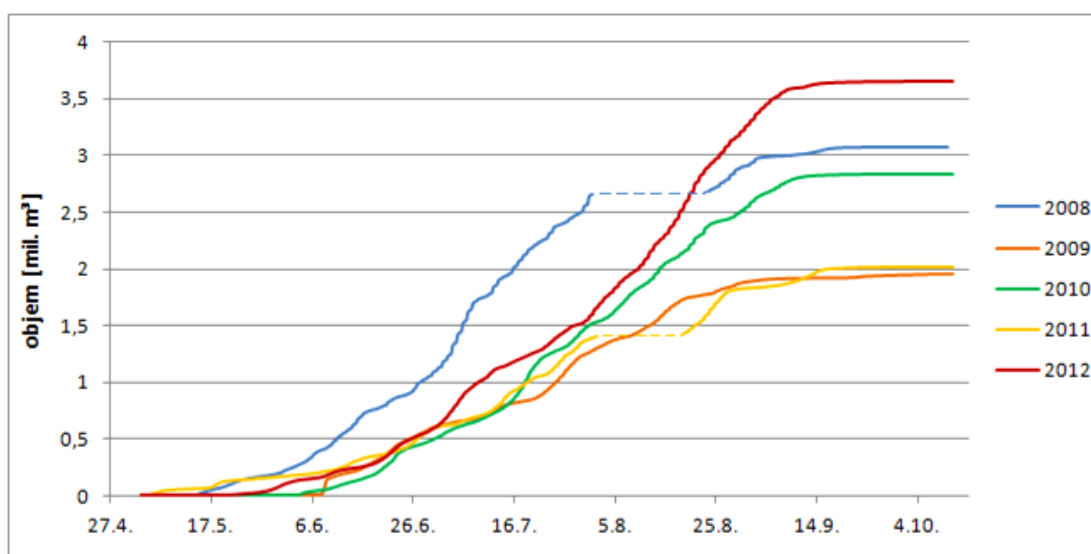
Obrázek 66 zobrazuje kumulativní objem povrchového odtoku z jezera Adygine Horní za jednotlivé sledované roky 2008-2012. Jsou zde jasně patrné rozdíly v datu zahájení odtoku, průběhu kumulování odtoku i jeho celkovém objemu za celou ablační sezónu.

Nejdříve byl povrchový odtok zahájen v roce 2011, a to 4. května, poté však rostl objem oteklé vody jen málo. Následuje rok 2008 (13.5.) s poměrně rychlým nárůstem objemu, o 4 dny později pak rok 2012, kdy se však objem zpočátku kumuloval pomaleji. V letech 2009 a 2010 byl odtok z jezera zahájen až v červnu, a to 6.6. a 2.6. v tomto pořadí. Výrazný je zde opět začátek ablační sezóny 2009, který byl zahájen prudkým nárůstem objemu za velmi krátkou dobu – během asi 3 dnů oteklo z jezera téměř 200 000 m³ vody (zhruba odpovídá objemu celého jezera).

Navzdory lišící se době zahájení odtoku v jednotlivých letech byl 26. června kumulovaný objem kolem 500 000 m³. Výjimku tvoří pouze rok 2008, kdy byl touto dobou akumulovaný objem oteklé vody již přibližně dvojnásobný. Z grafu je patrný prudký nárůst objemu na počátku července roku 2008, ve stejném období se objem výrazněji zvyšoval i v roce 2012. Na výpadek dat v srpnu roku 2011 navazuje poměrně strmý úsek rostoucího objemu vody, začátkem září však došlo k utlumení odtoku. Tento přechod je velmi výrazný oproti průběhu kumulace v ostatních sledovaných letech. Průběh ablační sezóny v roce 2009

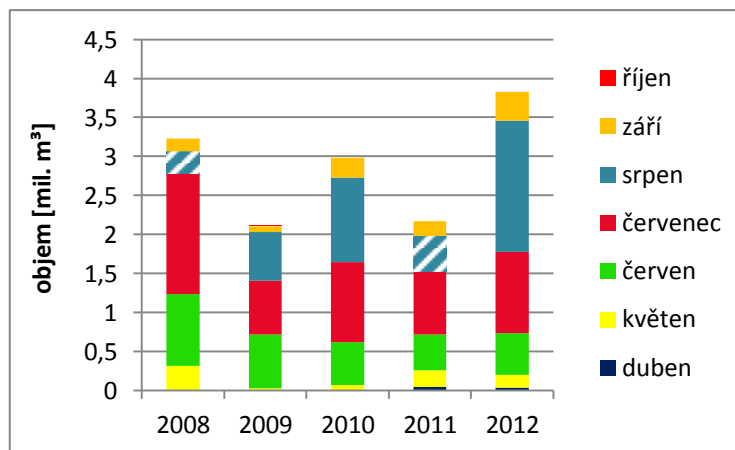
se liší také svým zakončením, poslední měsíc vody z jezera odtékalo jen málo, odtok byl dokonce na týden zastaven, křivka je tedy v závěru velmi pozvolná.

Hodnoty celkových objemů odtoku pro jednotlivé roky se významně liší. Maximální množství vody odteklo z jezera v roce 2012 – 3,65 mil. m³. Velmi vodný rok 2008 dosáhl celkového změřeného objemu 3,08 mil. m³, skutečný objem vody odteklé z jezera je odhadován na 3,5 – 3,8 mil. m³. Minimální množství vody odteklo z jezera povrchovou cestou v roce 2009, a to 1 954 490 m³. Za následující dvě letní období odteklo 2,84 mil. m³ vody v 2010, 2,01 mil. m³ v roce 2011 (pouze měřené období - skutečný objem je odhadován na 2,3 – 2,6 mil. m³).



Obrázek 66. Kumulativní objem povrchového odtoku za roky 2008-2012.

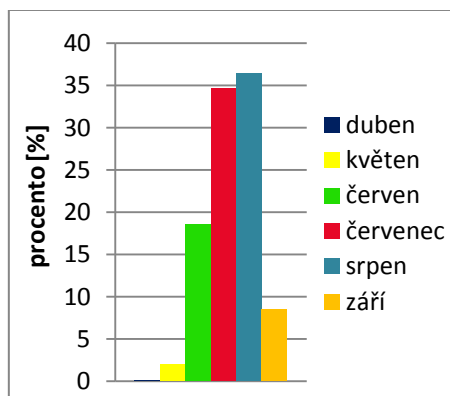
Pro úplné popsání hydrologického režimu jezera Adygine Horní je nutné doplnit informace o přítoku. Rozdílná výška sloupců v grafu (obr. 67) opět poukazuje na variabilitu klimatu ve sledované lokalitě. Na grafu je patrné rozložení přitékající vody do jednotlivých měsíců – duben až říjen. Pouze u dvou posledních sledovaných roků (2011 a 2012) začala voda v zaznamenaném množství přitékat již v dubnu. Během května byl zjištěn výrazný přítok vody v roce 2008 (téměř 309 000 m³), v letech 2009 a 2010 za tento měsíc byl naopak přítok nízký (27 a 59 tis. m³). Mezi červnovými objemy přítoku již nejsou tak zásadní rozdíly, opět dominuje rok 2008 s téměř 920 000 m³, poměrně vodný byl i červen jinak chladného roku 2009.



Obrázek 67. Objem přítoku do jezera za jednotlivé měsíce v letech 2008-2012.

Nejvýznamnější z hlediska přítoku jsou měsíce červenec a srpen, kdy do jezera přiteče i přes 2 mil. m³ vody, jak tomu bylo v roce 2010, 2012 a nejspíše i v roce 2008. Teploty vzduchu v září již velmi často klesají pod 0 °C, tání je tak omezeno a přítok výrazně snížen. Relativně vysoké teploty v první polovině září roku 2010 zapříčinily, že asi 254 000 m³ vody přiteklo do jezera. V roce 2009 to bylo pouze 72 000 m³, teplota vzduchu však v druhé polovině září neklesala, proto byl přítok do jezera zaznamenán i na začátku října, což je poněkud neobvyklé.

Za typické rozložení objemu přítoku by se dalo považovat to z roku 2010 (obr. 68). Červenec a srpen zaujímají asi 70 % celkového přítoku do jezera, následuje červen s 18 %, poté významně chladnější září s cca 8 % a nakonec květen a minimální podíl má i duben. Velmi neobvyklé je rozložení objemu přítoku v roce 2009, kdy je červen díky počátečnímu přívalu vody srovnatelný s červencem, a za měsíc srpen přiteklo do jezera vody dokonce méně než v červnu (obr. 68).



Obrázek 68. Procentuální rozložení objemu přítoku za jednotlivé měsíce roku 2010.

5 Diskuze

5.1 Zdroje nepřesností

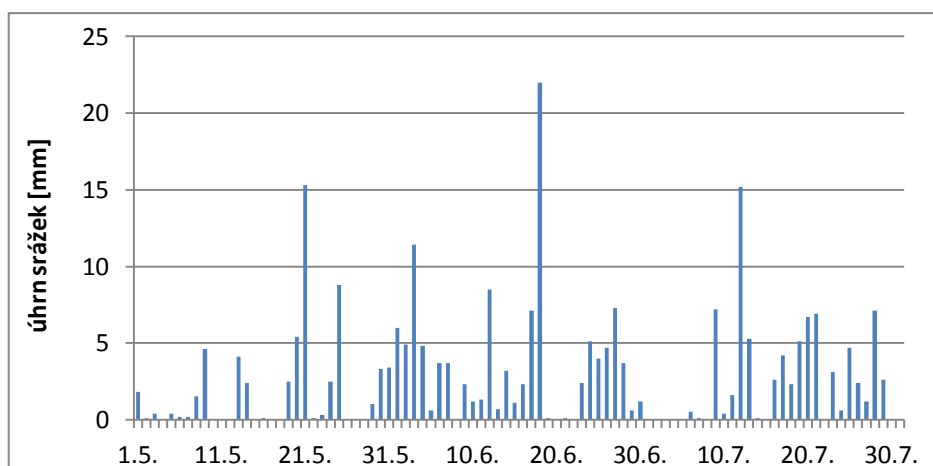
V této části práce budou představeny limity přesnosti použitých dat a možné zdroje chyb. Nepřesnosti mohou vznikat už při získávání dat, nebo následně při jejich zpracovávání.

Měření

Meteorologická data z oblasti Adygine jsou velmi přínosná při sledování vývoje celého komplexu. Kvůli extrémním klimatickým podmínkám však dochází poměrně často k výpadkům a řady dat jsou přerušované, místy chybí i několik týdnů až měsíců. Během zimního období je údržba přístrojů v podstatě nemožná kvůli špatné dostupnosti lokality.

Automatická meteorologická stanice měří teplotu s přesností na 0,1 °C, což je dostačující. Teplotní čidlo je opatřeno krytkami, které ho mají chránit před přímým slunečním zářením. Nelze však vyloučit, že při intenzivním slunečním záření dochází k přehřívání a naměřené hodnoty teploty vzduchu jsou tak vyšší než skutečné.

Měření srážkového úhrnu je v daných podmínkách velmi obtížné. Především pevné srážky jsou těžko podchyceny, protože dochází k jejich vyvátí z měrné nádoby, která není prohřívána. Není zde dostatek slunečního svitu pro solární panel, který by vyhřívání měrné nádoby mohl zajišťovat. Měrná nádoba v rámci horní meteostanice zachytí ročně asi 300-500 mm srážek. Odhadované hodnoty vzhledem k nadmořské výšce a severní orientaci lokality jsou kolem 1000 mm. Aizen et al. (1996) uvádí, že v horských oblastech Kyrgyzského hřbetu se vyskytuje jedno srážkové maximum, a to v květnu až červenci. V nadmořských výškách, kde se nachází lokalita Adygine, tedy nad 3400 m n. m., tvoří úhrn srážek v tomto období až 72 % celkového ročního úhrnu, asi 65 % těchto srážek spadne ve formě sněhu (Aizen et al., 1996). Na obrázku 69 jsou zachyceny denní úhrny srážek za tři na srážky nejbohatší měsíce - květen: 58,4 mm, červen: 114 mm, červenec: 79,9 mm (celkem 252,3 mm). Z toho je patrné, že změřené hodnoty nekorespondují s předpokládaným celkovým úhrnem srážek v této lokalitě. Část srážek nejspíš není srážkoměrem zachycena (sníh), další příčinou jsou poruchy/výpadky v měření meteostanice.



Obrázek 69. Denní úhrny srážek za období květen-červenec roku 2012, horní meteostanice.

Tlakové čidlo zaznamenávající úroveň hladiny jezera měří s přesností na 1 mm. Možné nepřesnosti mohou vznikat při pádu kamenů, sutě, sněhu nebo ledu do jezera. Vytvořená vlna je přístrojem zaznamenána jako zvýšení hladiny a následný výpočet objemu jezera či průtoku tak může být nadhodnocen.

Při měření průtoku vody na odtoku z jezera také vznikají nepřesnosti. Silný proud mění tvar průtočného profilu, což je vidět při následném porovnání jednotlivých profilů. Chyba měření průtoku pomocí hydrometrické vrtule je 5 – 10 % podle podmínek proudění a charakteru koryta.

Přesnost echolotu měřícího hloubku jezera je 0,1 m. Pokud však část dna tvoří ledovec, výsledná data často neodpovídají skutečnosti, případně přístroj hloubku vůbec nezměří.

Při geodetickém zaměřování břehové linie jezer mohou vznikat nepřesnosti kvůli špatně dostupným břehům nebo v případě, že je břeh tvořen kameny. Pak nelze přesně určit, kde je okraj jezera. Stejný problém nastává při překrytí ledovcového čela sněhovou pokrývkou či morénovým materiálem.

Zpracování

Další nepřesnosti mohou vznikat při zpracování naměřených dat. Výpadky v datových řadách teploty vzduchu jsou velkým problémem. Při snaze zdůvodnit vývoj úrovně hladiny jezera jsou tato data nezbytná, proto bylo občas nutné použít data z více zdrojů. Například u popisu situace v září 2009, kdy chyběla souvislá řada dat z jednoho zdroje, a tak byla použita data ze dvou meteostanic. Řady z obou stanic vykazovaly poměrně vysokou míru

korelace a vzhledem k účelu jejich použití, tedy popisu vzestupu či poklesu teplot vzduchu (nikoli přesných hodnot), je jistá nesourodost dat v rámci tohoto případu přijatelná.

Další problém s daty nastal při výpočtu zpoždění odtoku. Pro roky 2008 a 2009 byla k dispozici data z horní meteostanice. Později však bylo zjištěno, že v roce 2008 byla tato stanice instalována v dolní části údolí Ala Arča a až na konci července byla přemístěna na svou současnou polohu. Nicméně se předpokládá velmi obdobné načasování dosažení maximální teploty vzduchu během dne, rozdíl v nadmořské výšce by na to neměl mít zásadní vliv. Od roku 2010 již nejsou z meteostanic souvislá data a teplotních čidel instalovaných na lokalitě nemohlo být využito, proto je uvedeno zpoždění odtoku jen pro dva roky.

Při výpočtu průtoků byly upraveny hloubky u dvou profilů. Po této úpravě byla body (x-průtok, y-vodní stav) proložena konsumpční křivka s vyšší hodnotou spolehlivosti. Výpočet průtoků pro vodní stavy za celé sledované období byl proveden za použití rovnice této křivky. Generalizace je zde nutná, otázkou však je, jestli je počet měření (8) dostačující. Mimo jeden případ leží všechny body v těsné blízkosti křivky, hodnota spolehlivosti 0,9914 je pro tento případ uspokojivá. Přesto je však nutné zmínit, že zde vznikají asi největší chyby. Hodnoty vypočtených průtoků jsou dále použity pro další výpočty (např. objemu odtoku), kde se případné nepřesnosti také projeví.

Výpočet objemu jezera pro vodní stavy v celém sledovaném období byl proveden za pomoci rovnice spojnice trendu. Ta spojuje hodnoty objemů pro různé úrovně získané z batymetrické mapy jezera. Získané objemy tedy závisí na přesnosti batymetrického měření a způsobu interpolace. Dále pak také na přesnosti překrytí těchto hodnot spojnicí trendu v daném místě.

Výpočet přítoku do jezera je nepřímý, byl odhadnut na základě změny objemu jezera, povrchového a podzemního odtoku. Nejistoty spojené s výpočtem objemu jezera i povrchového odtoku již byly nastíněny. Přesný objem podzemního odtoku není znám, je odhadnut dle poklesu hladiny v období bez povrchového odtoku. Jezero je však neustále napájeno bazálním odtokem z ledovce, proto bude podzemní odtok z jezera ve skutečnosti o něco vyšší. Objem odtoku podzemními kanály se navíc mění v průběhu sezóny i mezi jednotlivými roky, dochází k uzavření existujících kanálů i otevření nových. Jako podzemní odtok byl použit aritmetický průměr ze všech sledovaných let, a to kvůli přiblížení vypočtených hodnot ke skutečnému objemu přítoku. Objem vody ztracené evaporací byl zhodnocen jako zanedbatelný.

5.2 Ledovcový hydrologický režim

V rámci této studie byl popsán hydrologický režim jezera Adygine ležícího v blízkosti čela ledovce v nadmořské výšce 3643 m. Jednotlivé charakteristiky odtoku vykazují prvky typické pro ledovcový hydrologický režim, což potvrzují i mnohé studie (Jobard a Dzikowski, 2006; Han et al., 2013; Singh et al., 2006).

Průtok v ablační sezóně je značně proměnlivý, závisí především na teplotě vzduchu a také na radiaci (Jobard a Dzikowski, 2006). Swift et al. (2005) ve své práci upozorňuje na skutečnost, že na jaře je díky vysokému albedu sněhu velká část krátkovlnného záření odražena, tání proto nastává až po zvýšení teploty vzduchu, vliv radiace je tedy velmi omezený. Na druhou stranu nízké albedo odkrytého ledovce zvyšuje důležitost radiace, které je z větší části pohlcováno a tání se tak urychluje (the ice-albedo positive feedback).

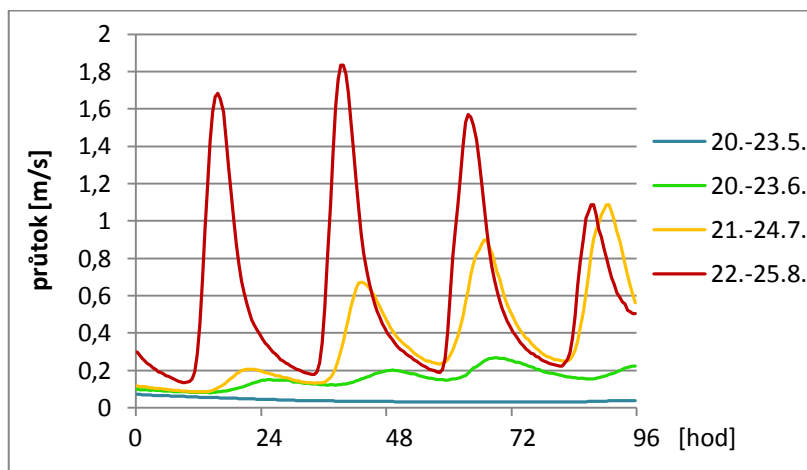
Vliv srážek na průtok je složitější. Některé studie ho považují za minimální, např. Han et al. (2013) nenalezli průkaznou závislost průtoku na množství srážek. Naproti tomu Hubbard a Glasser (2005) popisují letní dešťové srážky i sněhové bouře, které mohou zrychlit tání a průtok jednorázově zvýšit či v druhém případě naopak průtok značně utlumit. Na lokalitě Adygine však nejsou data o skupenství spadlých srážek k dispozici, proto lze vliv srážek na průtok pokládat pouze za jedno z možných vysvětlení změn průtoku.

Nástup a konec ablační sezóny závisí na zeměpisné šířce a klimatických podmínkách sledované lokality. Zatímco v severním Tien Shanu (Han et al., 2013) nebo Švýcarských Alpách (Swift et al., 2005) se teploty dostávají pod 0°C již v průběhu září, na lokalitě v Himálaji na 31° s. š. končí ablační sezóna běžně až na přelomu října a listopadu (Singh et al., 2006).

Podíl tavné vody ze sněhu, firnu a ledovce na průtoku popisuje Jansson et al. (2003). Také studie Hock (1998) potvrzuje, že se výraznější denní režim vyvíjí až po roztátí většiny sněhové pokrývky a průtok se zvyšuje po odkrytí větší plochy ledovce, což platí i u sledovaného jezera Adygine Horní (obr. 70). Vývoj denní amplitudy průtoku obdobně popisují i další (Han et al., 2013; Jobard a Dzikowski, 2006; Singh et al., 2006). S postupující ablační sezónou jsou větší rozdíly mezi denní minimální a maximální hodnotou průtoku. Han et al. (2013) se zabývají rozdíly mezi průtoky ve dne a v noci, na které má vliv i oblačnost během dne – jasná obloha (a clear-weather day) má za následek větší rozdíly než zatažená (overcast day).

Richards et al. (1996) také zkoumají vývoj zpoždění odtoku v ablační sezóně. Sněhová pokrývka odtok značně zpomaluje (Jobard a Dzikowski, 2006), po jejím odtátí však

následuje rychlý pokles zpoždění, také díky postupně vyvinuté efektivní síti odtokových kanálů (Singh et al., 2006; Hubbard a Glasser, 2005). Maximální hodnota denního průtoku pak ve vrcholném létě nastává dříve, než tomu bylo na začátku ablační sezóny. Han et al. (2013) v této souvislosti také zmiňují vliv po sobě jdoucích jasných dní (consecutive clear-weather days), které mohou zpoždění ještě snížit. Uprostřed ablační sezóny totiž radiace hraje velkou roli – její maximum nastává i několik hodin před dosažením maximální teploty vzduchu a zpoždění odtoku se tak zkracuje.



Obrázek 70. Vývoj průtoku na odtoku z jezera Adygine Horní během ablační sezóny, rok 2011.

5.3 Ledovcový komplex

Jako většina horských ledovců i ty v údolí Ala Arča podstupují od posledního ledovcového maxima degradaci. Ledovec Adygine je v posledních letech detailně monitorován a jeho změny ovlivňují i vývoj jezer v jeho těsné blízkosti. Každé z jezer reaguje na tání ledovce jinak, ústup ledovce také není každý rok stejný. Mezi léty 2007 a 2008 došlo k poměrně výraznému ústupu čela ledovce po celé jeho délce, v roce 2009 bylo na této lokalitě i v červenci tolik sněhu, že geodetické zaměření nemohlo být vůbec provedeno. Další měření bylo uskutečněno až v letech 2012 a 2013, v tomto období ale ledovec téměř vůbec neustoupil. Výjimkou je jen část ledovce v kontaktu s Jezerem 3 – zde byl zaznamenán ústup přibližně 5 m. Po velmi teplém létě roku 2012 následovala nečekaně chladná ablační sezóna 2013 (alespoň její první část), stejně jako po výjimečně teplém roce 2008 následoval chladný rok 2009.

Další zajímavou událostí byl průběh plnění jezera v roce 2009. Po poměrně chladném jaru teploty vzduchu výrazně stouply, jezero se naplnilo během několika málo dní a povrchový odtok byl zahájen průtoky až $2,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Tento začátek ablační sezóny byl velmi neobvyklý, nic podobného se neobjevilo v žádném ze sledovaných roků. Intenzivní tání sněhu na velké ploše je jedna z možných příčin, asi ta nejpravděpodobnější. Nejen náhlé zvýšení teplot vzduchu, ale i dešťové srážky mohly mít vliv na rychlost odtoku ze sněhové pokrývky. Významnou míru senzitivity procesů tání sněhu na klimatické podmínky a především „teplých“ dešťových srážek popisují i Marks et al., 1998. Nabízí se i jiná vysvětlení. Mohlo např. dojít k částečnému či úplnému vyprázdnění některého z menších jezer situovaných přímo u čela ledovce a tato voda odtekla do jezera Adygine Horní. V úvahu přichází Jezera 4-7, voda z Jezera 3 by díky jeho marginálnímu umístění odtekla přímo do jezera Adygine Dolní. Tato jezera však mají malý objem na to, aby způsobila tak výrazný vzestup hladiny plošně rozsáhlého horního jezera. Další možností je pak uvolnění většího množství vody z dutiny v ledovci.

6 Závěry

Ledovcový komplex Adygine je dobrým příkladem lokality ovlivněné změnami klimatu. Nejstarší spodní část je tvořena několika generacemi morénových valů, pozůstatcích po postupu ledovcových čel, část relativně statická, podléhající erozi, odnosu materiálu. Poměrně mladá část s výskytem stabilních ledovcových jezer, která však jsou od čela ledovce vzdálená, akumuluje se v nich však tavná voda a v jejich podloží či hrázi se nachází pohřbený led. Nejvýše položená, dynamicky se vyvíjející část celého komplexu je čelo ledovce a s ním spojená nejmladší generace jezer této lokality. Tato jezera rok od roku mění svůj tvar i velikost, některá zanikají a nová zase vznikají. Největší z nich, Jezero 3, se od svého vzniku každoročně zvětšuje, roste i jeho maximální hloubka a proto je mu věnována zvýšená pozornost. Při dalším ústupu ledovce by toto jezero zadržovalo značný objem vody a riziko průvalu by se zvýšilo. V roce 2012 bylo zaměřeno u čela ledovce osm jezer, do budoucna se jeví jako poměrně stabilní pouze tři: Jezero 3, 4 a 6. Ostatní deprese jsou mělké a jezera v nich se značně zmenšují či zanikají.

Bylo by vhodné pokračovat v monitorování této lokality, konkrétně ve sledování hydrologického režimu jezer, v nichž jsou tlaková čidla instalována. Každé z těchto jezer je zástupcem jiné úrovně „kaskády“, navíc jsou navzájem propojená a jako provázaný komplex je třeba je také studovat. Přínosné informace by také poskytlo měření hmotové bilance ledovce nebo využití metod izotopové hydrologie ke zjištění rozmístění odtokových kanálů, jejich vyústění či doby trvání transportu vody.

Hydrologický režim jezera Adygine Horní sledovaný od roku 2008 vykazuje znaky typické pro režim ledovcový. Kolísání jeho hladiny je určeno intenzitou tání povrchu ledovce (zpočátku ablační sezóny i tání sněhu), která závisí především na teplotě vzduchu a radiaci.

Roční kolísání hladiny bylo rozděleno do třech fází – pokles hladiny, plnění a ustálení. Pokles hladiny je umožněn díky pomalému odtoku vody podzemními kanály. Většina z nich je pravděpodobně soustředěna v horní části jezerní pánve, protože rychlost poklesu hladiny se v průběhu zimy znatelně snižuje. Fáze plnění je poměrně variabilní, a to v době zahájení, trvání i průběhu. Rychlé naplnění jezera je způsobeno táním sněhové pokrývky na ploše povodí jezera. Poté následuje fáze ustálení, během níž hladina kolísá kolem nadmořské výšky 3543 m.

V průběhu července se vyvine výrazný denní režim kolísání hladiny, který je typický právě pro ledovcem napájená jezera a toky. Maximální úroveň je dosaženo zpravidla několik hodin po vrcholení slunce (14-16 hod.), poté hladina pozvolna klesá až do dopoledních hodin,

následuje prudký vzestup. Denní amplituda úrovně hladiny činí 20-35 cm. Rozkolísanost se však v průběhu ablační sezóny mění – zvyšuje se, ve druhé polovině srpna dosahuje maximálních hodnot a poté se opět snižuje. Další jev typický pro ledovcový hydrologický režim zjištěný i u jezera Adygine je zpoždění odtoku. To se naopak v průběhu ablační sezóny snižuje díky efektivnímu drenážnímu systému, který se vytvořil na ledovci v průběhu léta.

Dále byl sledován průtok na odtoku z jezera v ablační sezóně, průměrné měsíční průtoky, objem vody oteklé z jezera a také přítok. Zde jsou viditelné rozdíly mezi sledovanými lety, někdy velmi výrazné. Každá ablační sezóna se liší svým průběhem, objem oteklé vody je v jednom případě téměř dvojnásobný oproti roku jinému. Sledované období (2008-2012) je však poměrně krátké na to, aby mohl být vysledován i slabý trend. Jezero Adygine se doposud jeví jako stabilní, slabým místem mohou být podzemní odtokové cesty, které mají nestálou kapacitu. Další sledování právě poklesu hladiny v zimním období by mohlo pomoci objasnit příčiny změn kapacity těchto odtokových kanálů.

Literatura

- ADYŠEV, M. M. et al. *Atlas of Kyrgyz republic*. 4th ed. Bishkek: Akademie věd Kyrgyzské SSR, 1987, 157 pp. (in Russian)
- AGETA, Y., IWATA, S., YABUKI, H., NAITO, N., SAKAI, A., NARAMA, C., KARMA, S. Expansion of glacier lakes in recent decades in the Bhutan Himalayas. In *Debris-covered glaciers*. Proceedings of a workshop, Seattle, Washington, USA, 2000, pp. 165-175.
- AJRAPET'YANTS, S. E., BAKOV, E. K. Morphology of the Merzbacher glacial lake and mechanism of its catastrophic outbursts. In *Some Regularities of Glacierization of the Tien Shan*. Him, Frunze, 1971, pp. 75-84. (in Russian)
- AIZEN, V.B., 1988. *The glaciation and its evolution in the North Tien Shan*. Moscow, 1994, 218 pp. Ph.D. Thesis, Academy of Sciences of the USSR, Moscow. (in Russian)
- AIZEN, V. B., AIZEN, E. M. Features of regime and mass exchange of some glaciers on central Asia periphery. *Bulletin of Glacier Research*, 1994, vol. 12, pp. 9-24.
- AIZEN, V. B., AIZEN, E. M., KUZMICHONOK, V. A. Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction. *Environmental Research Letters*, 2007, vol. 2, no. 4, pp. 1-10.
- AIZEN, V. B., AIZEN, E. M., MELACK, J. M. Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. *Journal of Hydrology*, 1996, vol. 186, pp. 229-251.
- BAIMOLDAEV, T., VINOHODOV, B. *Kazselezaschita*. Almaty, 2007. (in Russian)
- BAYRACHARYA, S. R., MOOL, P. Glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. *Annals of Glaciology*, 2009, vol. 50, no. 53, pp. 81-86.
- BEITLEROVÁ, H. *Ledovcový hydrologický režim, případová studie jezera Adygine (Ľan Šan, Kyrgyzstán)*. Praha, 2010, 75 pp. Bakalářská práce, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova v Praze.
- BENN, D. I., BOLCH, T., HANDS, K., GULLEY, J., LUCKMAN, A., NICHOLSON, L. I., QUINCEY, D., THOMPSON, S., TOUMI, R., WISEMAN, S. Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Science Reviews*, 2012, vol. 114, no. 1-2, pp. 156-174.
- BENN, D. I., EVANS, D. J. A. *Glaciers and Glaciation*. London: Routledge, 1998, 744 pp.
- BENNETT, M. R., GLASSER, N. F. *Glacial geology: ice sheets and landforms*. 2nd edition. Chichester: Wiley-Blackwell, 2009, 385 pp.
- BLOWN, I., CHURCH, M. Catastrophic lake drainage within the Homathko River basin, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 1985, vol. 22, pp. 551-563.
- BOLCH, T., KAMP, U. Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 2006, vol. 41, pp. 37-48.

BOLCH, T., PETERS, J., YEGOROV, A., PRADHAN, B., BUCHROITHNER, M., BLAGOVESHCHENSKY, V. Identification of potentially dangerous glacial lakes in the northern Tien Shan. *Natural Hazards*, 2011, vol. 59, pp. 1691-1714.

BREIEN, H., DE BLASIO, F. V., ELVERHOI, A., HOEG, K. Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. *Landslides*, 2008, vol. 5, no. 3, pp. 271-280.

BURY, J. T., MARK, B. G., MCKENZIE, J. M., FRENCH, A., BARAER, M., HUH, K. I., LUYO, M. A. Z., LOPEZ, R. J. G. Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru. *Climatic Change*, 2011, vol. 105, pp. 179-206.

BUSLOV, M.M., DE GRAVE, J., BATALEVA, E.A.V., BATALEV, V.Y. Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2007, vol. 29, pp. 205-214.

CENDERELLI, D.A., WOHL, E.E. Peak discharge estimates of glacial-lake outburst floods and 'normal' climatic floods in the Mount Everest region, Nepal. *Geomorphology*, 2001, vol. 40, no. 1-2, pp. 57-90.

CHEN, X., CUI, P., LI, Y., YANG, Z., QI, Y. Changes in glacial lakes and glaciers of post-1986 in the Poiqu River basin, Nyalam, Xizang (Tibet). *Geomorphology*, 2007, vol. 88, no. 3-4, pp. 298-311.

CHEN, Yaning, XU, C., CHEN, Yapeng, LI, W., LIU, J. Response of glacial-lake outburst floods to climate change in the Yarkant River basin on northern slope of Karakoram Mountains, China. *Quaternary International*, 2010, vol. 226, no. 1-2, pp. 75-81.

CHERNOMORETS, S.S., PETRAKOV, D.A., KRYLENKO, I.V., KRYLENKO, I.N., TUTUBALINA, O.V., ALEJNIKOV, A.A., TARBEEVA, A.M. Dynamics of glacial-lake complex Bashkara and evaluation of debris flow formation risk in Adyl-Su valley (Caucasus). *Круководства Земли*, 2007, vol. XI, no. 1, pp. 72-84. (in Russian)

CICENKO, K.B. About runoff calculation in altitudinal zones of mountain basins. In *Questions of Kirgizskiy Geography*. Him, Frunze, 1966, pp. 62-63. (in Russian)

CLAGUE, J. J., EVANS, S. G. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 2000, vol. 19, pp. 1763-1783.

COLLINS, D.N. Rainfall-induced high-magnitude runoff events in highly-glacialized Alpine basins. In *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*. Proceedings of the HeadWater'98 Conference, Merano, Italy, 1998, vol. 248, pp. 69-78.

COSTA, J. E., SCHUSTER, R. L. The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, 1988, vol. 100, pp. 1054-1068.

ČERNÍK, A., SEKÝRA, J. *Zeměpis velehor*. 1st ed. Praha: Academia, 1969, 393 pp.

ČERNÝ, M., JANSKÝ, B., ŠOBR, M., ENGEL, Z., ČESÁK, J., KOCUM, J., ŽÁČEK, M., YEROKHIN, S. A. *Monitoring vysokohorských ledovcových jezer a ochrana obyvatelstva před katastrofálními následky povodní vzniklých průtržemi morénových*. Závěrečná zpráva projektu rozvojové spolupráce mezi Českou a Kyrgyzskou republikou RP/27/2004, 2007, GEOMIN družstvo, Jihlava, 2 části, 206 pp.

ČERNÝ, M., ŠOBR, M., ENGEL, Z., KOCUM, J., HRDINKA, T., JANSKÝ, B., HŮLKA, L., ŽÁČEK, M., YEROKHIN, S. A., ERMANGAEV, B., ZAGINAEV, V. V., KUZNECOV, B. A., ZAJAGIN, D. *Analýza rizik a omezení důsledků protržení hrází vysokohorských jezer. Závěrečná zpráva projektu rozvojové spolupráce mezi Českou a Kyrgyzskou republikou RP9/2007*, 2010, GEOMIN družstvo, Jihlava, 2 části, 20 příloh, 242 pp.

ČERNÝ, M., ŽÁČEK, M., ŠOBR, M., ENGEL, Z., BENEŠ, V., YEROKHIN, S. A. *Research of Petrov Lake 2009*. Geomin Jihlava. Research report, 56 pp.

ČESÁK, J., ŠOBR, M. (2005): Metody batymetrického mapování českých jezer. *Geografie – Sborník ČGS*, 109, no. 3, pp. 141-151.

DING, Y., LIU, J. Glacial lake outburst flood disasters in China. *Annals of Glaciology*, 1992, vol. 16, pp. 180-184.

DUSSAILLANT, A., BENITO, G., BUYTAERT, W., CARLING, P., MEIER, C., ESPINOZA, F. Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard? *Natural Hazards*, 2010, vol. 54, no. 2, pp. 469-481.

DYURGEROV, M. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. *Journal of Hydrology*, 2003, vol. 282, pp. 164-176.

DYURGEROV, M. B., MEIER, M. F. Glaciers and the Changing Earth System: a 2004 Snapshot. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Colorado. Occasional Paper no. 58, 2005, 118 pp.

EMMER, A. *Analýza příčin destrukcí hrází jezer hrazených morénami*. Praha, 2011, 82 pp. Bakalářská práce, katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova v Praze.

ENGEL, Z., ŠOBR, M., YEROKHIN, S. A. Changes of Petrov glacier and its proglacial lake in the Akshirak massif, central Tien Shan, since 1977. *Journal of Glaciology*, 2012, vol. 58, no. 208, pp. 388-398.

FARRINGTON, J.D. A Report on Protected Areas, Biodiversity, and Conservation in the Kyrgyzstan Tien Shan. Kyrgyzstan, Former Soviet Central Asia, Fullbright Fellow – Environmental Studies, 2005, 270 pp.

FREY, H., HAEBERLI, W., LINSBAUER, A., HUGGEL, C., PAUL, F. A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2010, vol. 10, pp. 339-352.

FUJITA, K., KADOTA, T., RANA, B., KAYASTHA, R.B., AGETA, Y. Shrinkage of Glacier AX010 in Shorong region, Nepal Himalayas in the 1990s. *Bulletin of Glaciological Research*, 2001, vol. 18, pp. 51-54.

GARDELLE, J., ARNAUD, Y., BERTHIER, E. Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009. *Global and Planetary Change*, 2011, vol. 75, no. 1-2, pp. 47-55.

GLAZIRIN, G. E. The reaction of glaciers in Western Tien Shan to climate change. *Zeitschrift fuer Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 1996, vol. 32, pp. 33-39.

GLAZIRIN, G. E. A century of investigations on outbursts of the ice-dammed lake Merzbacher (central Tien Shan). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 2010, vol. 103, no. 2, pp. 171-179.

GLAZIRIN, G. E., KAGAN, A. G. Calculation of hydrological characteristics of Merzbacher Lake outburst. Proceedings of the Central Asian Research Institute of Glavhydromet, Tashkent, Uzbekistan, 1986, vol. 111 (192), pp. 36-43. (in Russian)

GLAZIRIN, G. E., POPOV, V. I. North Inylchek Glacier during the last one and a half of century. *Data of Glaciological Studies*, 1999, vol. 87, pp. 165-168.

GRABS, W. E., HANISH, J. Objectives and prevention methods for glacier lake outburst floods (GLOFs). In *Snow and Glacier Hydrology*. Proceedings of the Kathmandu Symposium, Nepal, November 1992, no. 218, pp. 341-352.

GREENE, A. M. A time constant for hemispheric glacier mass balance. *Journal of Glaciology*, 2005, vol. 51, no. 174, pp. 353-362.

GRIGORIEV, A. A. *Hydrometeorological analysis of precipitation distribution in basins of Chu River and Issik Kul lake*. Ph.D. Thesis. Tashkent, USSR, 1973, 214 pp. (in Russian)

HAEBERLI, W. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 1983, vol. 4, pp. 85-90.

HAEBERLI, W., ALEAN, J. C., MULLER, P., FUNK, M. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 1989, vol. 13, pp. 96-102.

HAEBERLI, W., KÄÄB, A., VONDER MÜHLL, D., TEYSSEIRE, P. Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Gruben Glacier, Valais, Swiss Alps. *Journal of Glaciology*, 2001, vol. 47, pp. 111-122.

HAGG, W., BRAUN, L. N., KUHN, M., NESGAARD, T. I. Modelling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments. *Journal of Hydrology*, 2007, vol. 332, pp. 40-53.

HAMBREY, M. J., QUINCEY, D. J., GLASSER, N. F., REYNOLDS, J. M., RICHARDSON, S. D., CLEMMENS, S. Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal. *Quaternary Science Reviews*, 2008, vol. 27, no. 25-26, pp. 2361-2389.

HAN, T., GAO, M., YE, B., JIAO, K. Characteristics of melt water discharge in the Glacier No. 1 basin, headwater of Urumqi River. *Journal of Hydrology*, 2013, vol. 489, pp. 180-188.

HARRISON, S., GLASSER, N., WINCHESTER, V., HARESIGN, E., WARREN, C., JANSSON, K. A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes. *The Holocene*, 2006, vol. 16, no. 4, pp. 611-620.

HÄUSLER, H., LEBER, D., SCHEIBZ, J., KOPECNY, A., WETZEL, H. U., ECHTLER, H., MOLDOBEKOV, B. Results from the 2009 geoscientific expedition to the Inylchek Glacier, Central Tien Shan (Kyrgyzstan). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 2011, vol. 104, no. 2, pp. 47-57.

HEGGLIN, E., HUGGEL, C. An Integrated Assessment of Vulnerability to Glacial Hazards: A Case Study in the Cordillera Blanca, Peru. *Mountain Research and Development*, 2008, vol. 28, no. 3-4, pp. 299-309.

HELM, A., WETZEL, H. U., FALCK, C., MICHAJLJOW, W., BENS, O., MAYER, C., LAMBRECHT, A., HAGG, W., DUDASHVILI, A., ROTHACHER, M. The 2005 Lake Merzbacher

GLOF event and status of future planned activities in the Tien Shan region. *Geophysical Research Abstracts*, 2008, vol. 10, EGU2008-A-01227.

HEWITT, K. J. Natural dams and outburst floods of the Karakoram Himalaya. In Glen, J. W. (ed.): *Hydrological aspects of Alpine and high mountain areas*. International Association of Hydrological Scientists, pub. 138, 1982, pp. 259-269.

HINKEL, K. M., DOOLITTLE, J. A., BOCKHEIM, J. G., NELSON, F. E., PAETZOLD, R., KIMBLE, J. M., TRAVIS, R. Detection of subsurface permafrost features with ground penetrating radar, Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2001, vol. 12, pp. 179-190.

HOCK, R. Modelling of glacier melt and discharge. PhD dissertation, Department of Geography. ETH, Zürich, Switzerland. *Zürcher Geographische Schriften*, 1998, vol. 70, 126 pp.

HUBBARD, B., GLASSER, N. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. 1st ed. Chichester (England): John Wiley and Sons, 2005, 400 pp.

HUBBARD, B., HEALD, A., REYNOLDS, J. M., QUINCEY, D., RICHARDSON, S. D., ZAPATA, M. L., SANTILLAN, N. P., HAMBREY, M. J. Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Peru. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2005, vol. 30, pp. 1251-1264.

HUGGEL, C., HAEBERLI, W., KÄÄB, A., BIERI, D., RICHARDSON, S. D. An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 2004, vol. 41, pp. 1068-1083.

HUGGEL, C., KÄÄB, A., HAEBERLI, W., TEYSSEIRE, P., PAUL, F. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 2002, vol. 39, pp. 316-330.

HUGGEL, C., KÄÄB, A., SALZMANN, N. GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery. *Norwegian Journal of Geography*, 2004, vol. 58, pp. 61-73.

HUTCHINSON, E. G. *A Treatise on Limnology. Vol.: Geography, physics and chemistry*. New York (USA): John Wiley a Sons, 1957, 1015 pp.

JACKSON, J., LIONEL, E. A catastrophic glacial outburst flood (jökulhlaup) mechanism for debris flow generation at the Spiral Tunnels, Kicking Horse River basin, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 1979, vol. 16, no. 4, pp. 806-813.

JANSKÝ, B., ENGEL, Z., ŠOBR, M., BENEŠ, V., ŠPAČEK, K., YEROKHIN, S. A. The evolution of Petrov lake and moraine dam rupture risk (Tien-Shan, Kyrgyzstan). *Natural Hazards*, 2009, vol. 50, no. 1, pp. 83-96.

JANSKÝ, B., ŠOBR, M., ENGEL, Z. Outburst flood hazard: Case studies from the Tien-Shan Mountains, Kyrgyzstan. *Limnologica*, 2010, vol. 40, pp. 358-364.

JANSKÝ, B., ŠOBR, M., YEROKHIN, S. A. Typology of high mountain lakes of Kyrgyzstan with regard to the risk of their rupture. *Limnological Review*, 2006, vol. 6, pp. 135-140.

JANSSON, P., HOCK, R., SCHNEIDER, T. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 2003, vol. 282, no. 1-4, pp. 116-129.

- JOBARD, S., DZIKOWSKI, M. Evolution of glacial flow and drainage during the ablation season. *Journal of Hydrology*, 2006, vol. 330, pp. 663–671.
- KÄÄB, A., HAEBERLI, W. Evolution of a high-mountain thermokarst lake in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2001, vol. 333, no. 4, pp. 385–390.
- KÄÄB, A., HUGGEL, C., FISCHER, L., GUEx, S., PAUL, F., ROER, I., SALZMANN, N., SCHLAEFLI, S., SCHMUTZ, K., SCHNEIDER, D., STROZZI, T., WEIDMANN, Y. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural hazards and Earth system sciences*, 2005, vol. 5, pp. 527–554.
- KERSHAW, J. A., CLAGUE, J. J., EVANS, S. G. Geomorphic and sedimentological signature of a two-phase outburst flood from moraine-dammed Queen Bess Lake, British Columbia, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2005, vol. 30, pp. 1–25.
- KIRKBIRD, M. P., WARREN, C. R. Tasman Glacier, New Zealand: 20th-century thinning and predicted calving retreat. *Global and Planetary Change*, 1999, vol. 22, no. 1–4, pp. 11–28.
- KOMORI, J. Recent expansions of glacial lakes in the Bhutan Himalayas. *Quaternary International*, 2008, vol. 184, pp. 177–186.
- KOPPEs, M., GILLESPIE, A. R., BURKE, R. M., THOMPSON, S. C., STONE, J. Late Quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan. *Quaternary Science Reviews*, 2008, vol. 27, pp. 846–866.
- KRYLENKO, I. N., SURKOV, V. V., TARBEEVA, A. M., KRYLENKO, I. V. Morphology of lake Syltran (Baksan River basin) and its potential outburst danger. In *Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection*. Proceedings of the International Conference. Pyatigorsk, Russia, 2008, pp. 305–308.
- LEMKE, P., REN, J., ALLEY, R. B., ALLISON, I., CARRASCO, J., FLATO, G., FUJII, Y., KASER, G., MOTE, P., THOMAS, R. H., ZHANG, T. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge (UK).
- LLIBOUTRY, I., MORALES, B., PAUTRE, A., SCHNEIDER, B. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. I: Historical failure of morainic dams, their causes and prevention. *Journal of Glaciology*, 1977, vol. 18, pp. 239–254.
- MACHALETT, B., FRECHEN, M., HAMBACH, U., OCHES, E. A., ZOËLLER, L., MARKOVIC, S. B. The loess sequence from Remisowka (northern boundary of the Tien Shan Mountains, Kazakhstan). *Quaternary International*, 2006, vol. 152–153, pp. 192–201.
- MARCHENKO, S. S., GORBUNOV, A. P., ROMANOVSKY, V. E. Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Global and Planetary Change*, 2007, vol. 56, pp. 311–327.
- MARKS, D., KIMBALL, J., TINGEY, D., LINK, T. The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, 1998, vol. 12, pp. 1569–1587.
- MAYO, L. R. Advance of Hubbard Glacier and 1986 outburst of Russell Fiord. Alaska, U.S.A. *Annals of Glaciology*, 1989, vol. 13, pp. 189–194.

- MCKILLOP, R. J., CLAGUE, J. J. A procedure for making objective preliminary assessments of outburst flood hazard from moraine-dammed lakes in southwestern British Columbia. *Natural Hazards*, 2007, vol. 41, pp. 131-157.
- MOOL, P. K. Glacier lake outburst flood in Nepal. *Journal of Nepal Geological Society*, 1995, vol. 11, pp. 273-280.
- MOTYKA, R. J., O'NEEL, S., CONNOR, C. L., ECHELMEYER, K. A. Twentieth century thinning of Mendenhall Glacier, Alaska, and its relationship to climate, lake calving, and glacier run-off. *Global and Planetary Change*, 2003, vol. 35, no. 1-2, pp. 93-112.
- NARAMA, C., DUISHONAKUNOV, M., KÄÄB, A., DAIYROV, M., ABDRAKHMATOV, K. The 24 July 2008 outburst flood at the western Zyndan glacier lake and recent regional changes in glacier lakes of the Teskey Ala-Too range, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2010, vol. 10, pp. 647-659.
- NARAMA, C., SEVERSKIY, I., YEGOROV, A. Current State of Glacier Changes, Glacial Lakes, and Outburst Floods in the Ile Ala-Tau and Kungey Ala-Too Ranges, Northern Tien Shan Mountains. *Geographical Studies*, 2009, vol. 84, pp. 22-32.
- NARAMA, C., SHIMAMURA, Y., NAKAYAMA, D., ABDRAKHMATOV, K. Recent Changes of Glacier Cover in the Western Terskey-Alatoo Range, Kyrgyz Republic, using Corona and Landsat. *Annals of Glaciology*, 2006, vol. 43, pp. 223-229.
- NI, J. Contemporary tectonics in the Tien Shan region. *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, vol. 41, pp. 347-354.
- NYE, J. F. Water flow in glaciers – Jökulhlaups, tunnels, and veins. *Journal of Glaciology*, 1976, vol. 17, pp. 181-207.
- PANT, S. R., REYNOLDS, J. M. Application of electrical imaging techniques for the investigation of natural dams: an example from the Thulagi Glacier Lake, Nepal. *Journal of Nepal Geological Society*, 2000, vol. 22, pp. 211-218.
- PETRAKOV, D. A., EROCHIN, S. A., HARBOR, J., IVANOV, M., ROGOZHINA, I., STROEVEN, A.P., USUBALIEV, R. Glacier lake outburst floods caused by glacier shrinkage: case study of Ala-Archa valley, Kyrgyz Ala Too, northern Tian Shan, Kyrgyzstan. AGU, San Francisco, 2012, EP53D-1062.
- PETRAKOV, D. A., KRYLENKO, I. V., CHERNOMORETS, S. S., TUTUBALINA, O. V., KRYLENKO, I. N., SHAKHMINA, M. S. Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus. In Chen, Y., Major, S. (eds.). *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Netherlands: Millpress, 2007, pp. 703-714.
- PETRAKOV, D.A., TUTUBALINA, O.V., ALEINIKOV, A.A., CHERNOMORETS, S.S., EVANS, S.G., KIDYAEVA, V.M., KRYLENKO, I.N., NORIN, S.V., SHAKHMINA, M.S., SEYNOVA, I.B. Monitoring of Bashkara Glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst. *Natural Hazards*, 2012, vol. 61, no. 3, pp. 1293-1316.
- PIECZONKA, T., BOLCH, T., JUNFENG, W., SHIYIN, L. Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery. *Remote Sensing of Environment*, 2013, vol. 130, pp. 233-244.

- PINO, K.S., KORUP, O., HETZEL, R., MUNACK, H., WEIDINGER, J.T., DUNNING, S., ORMUKOV, C., KUBIK, P.W. Glacial advances constrained by ^{10}Be exposure dating of bedrock landslides, Kyrgyz Tien Shan. *Quaternary Research*, 2011, vol. 76, pp. 295–304.
- PITMAN, E.B., PATRA, A.K., KUMAR, D., NISHIMURA, K., KOMORI, J. Two phase simulations of glacier lake outburst flows. *Journal of Computational Science*, 2013, vol. 4, pp. 71-79.
- POGREBETSKIJ, M. T. *Three years of fight for Khan-Tengri peak*. 1st ed. Kharkow: Ukrainskij Rabotnik, 1935, 122 pp. (in Russian)
- QUINCEY, D. J., LUCAS, R. M., RICHARDSON, S. D., GLASSER, N. F., HAMBREY, M. J., REYNOLDS, J. M. Optical remote sensing techniques in high-mountain environments: application to glacial hazards. *Progress in Physical Geography*, 2005, vol. 29, no. 4, pp. 475-505.
- QUINCEY, D. J., RICHARDSON, S., LUCKMAN, A., LUCAS, R., REYNOLDS, J., HAMBREY, M., GLASSER, N.F. Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets. *Global and Planetary Change*, 2007, vol. 56, pp. 137-152.
- RANA, B., SHRESTHA, A. B., REYNOLDS, J. M., ARYAL, R. Hazard assessment of the Tsho Rolpa Glacier Lake and ongoing. *Journal of Nepal Geological Society*, 2000, vol. 22, pp. 563-570.
- REYNOLDS, J. M. The identification and mitigation of glacier-related hazards: examples from the Cordillera Blanca, Peru. In McCall, G. J. H., Laming, D. J. C., Scott, S. C. (eds.): *Geohazards*. London: Chapman & Hall, 1992, pp. 143-157.
- REYNOLDS, J. M. *An Introduction to applied and environmental geophysics*. London: John Wiley & Sons, 1997, 796 pp.
- REYNOLDS, J. M. High-altitude glacial lake hazard assessment and mitigation: a Himalayan perspective. *Engineering Geology Special Publication*, 1998, pp. 25-34.
- REYNOLDS, J. M. Glacial hazard assessment at Tsho Rolpa, Rolwaling, Central Nepal. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 1999, vol. 32, pp. 209-214.
- RICHARDS, K. S., SHARP, M., ARNOLD, N., GURNELL, A. M., CLARK, M., TRANTER, M., NIENOW, P., BROWN, G., WILLIS, I., LAWSON, W. An integrated approach to modelling hydrology and water quality in glacierized catchments. *Hydrological Processes*, 1996, vol. 10, pp. 475–660.
- RICHARDSON, S. D., REYNOLDS, J. M. An overview on glacial hazards in the Himalayas. *Quaternary International*, 2000a, vol. 65-66, pp. 31-47.
- RICHARDSON, S. D., REYNOLDS, J. M. Degradation of ice-cored moraine dams: implications for hazard development. *Debris-covered glaciers*, 2000b, vol. 264, pp. 187-197.
- RÖHL, K. Characteristics and evolution of supraglacial ponds on debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. *Journal of Glaciology*, 2008, vol. 54, no. 188, pp. 867-880.
- RÖTHLISBERGER, H., LANG, H. Glacial Hydrology. In Gurnell, A.M., Clark, M.J. (eds.): *Glacio-fluvial Sediment Transfer*. 1st ed. New York (USA): Wiley, 1987, pp. 207-284.
- SCHEIDL, C., RICKENMANN, D., CHIARI, M. The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2008, vol. 8, pp. 1113-1127.

SHEN, Y., WANG, G., DING, Y., SU, H., MAO, W., WANG, S., DUISHEN, M. M. Changes in Merzbacher Lake of Inylchek Glacier and Glacial Flash Floods in Aksu River Basin, Tianshan during the Period of 1903-2009. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, vol. 31, no. 6, pp. 993-1002.

SHRESTHA, B., MOOL, P. K., BAJRACHARYA, S. R. Impact of Climate Change on Himalayan Glaciers and Glacial Lakes: Case Studies on GLOF and Associated Hazards in Nepal and Bhutan. UNEP: Global Outlook for Ice and Snow. International Centre for Integrated Mountain Development, 2007, 235 pp.

SINGH, P., HARITASHYA, U. K., KUMAR, N., SINGH, Y. Hydrological characteristics of the Gangotri Glacier, central Himalayas, India. *Journal of Hydrology*, 2006, vol. 327, pp. 55– 67.

SINGH, P., SINGH, V. P. *Snow and Glacier Hydrology*. Dordrecht (The Netherlands): Kluwer Academic Publishers, 2001, 742 pp.

STOKES, C. R., POPOVNIN, V., ALEJNIKOV, A., GURNEY, S. D., SHAHGEDANOVA, M. Recent glacier retreat in the Caucasus Mountains, Russia, and associated increase in supraglacial debris cover and supra-/proglacial lake development. *Annals of Glaciology*, 2007, vol. 46, no. 1, pp. 195-203.

SWIFT, D. A., NIENOW, P. W., HOEY, T. B., MAIR, D. W. F. Seasonal evolution of runoff from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland and implications for glacial geomorphic processes. *Journal of Hydrology*, 2005, vol. 309, pp. 133–148.

THORARINSSON, S. Some new aspects of the Grimsvotn problem. *Journal of Glaciology*, 1953, vol. 2, pp. 267-275.

TIBALDI, A., GRAZIOTTO, E., FORCELLA, F., GAPICH, V. H. Morphotectonic indicators of Holocene faulting in Central Tien Shan, Kazakstan, and geodynamic implications. *Journal of Geodynamics*, 1997, vol. 23, no. 1, pp. 23-45.

TITOV, K., ILYIN, Y., KONOSAVSKI, P., LEVITSKI, A. Electrokinetic spontaneous polarization in porous media: petrophysics and numerical modelling. *Journal of Hydrology*, 2002, vol. 267, no. 3, pp. 207-216.

TRENBERTH, K. E. Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. In *Weather and Climate Extremes*. 1st ed. Netherlands: Springer, 1999, pp. 327-339.

TRIFONOV, V. G., ARTYUSHKOV, E. V., DODONOV, A. E., BACHMANOV, D. M., MIKOLAICHUK, A. V., VISHNYAKOV, F. A. Pliocene-Quaternary orogeny in the Central Tien Shan. *Russian Geology and Geophysics*, 2008, vol. 49, pp. 98–112.

TUFUELL, L. *Glacier hazards*. 1st ed. London: Longman, 1984, 97 pp.

TYCHKOV, S. A., KUCHAI, O. A., BUSHENKOVA, N. A., BRAGIN, V. D., KALMETIEVA, Z. A. Current crustal deformation in the northern Tien Shan: GPS and seismological data. *Russian Geology and Geophysics*, 2008, vol. 49, pp. 280–290.

VILESOV, E. N., UVAROV, V. N. Present degradation of glaciation on the northern slope of the Zailiskiy Alatau. *Data of Glaciological Studies*, 1998, vol. 84, pp. 52-59.

VILÍMEK, V., ZAPATA, M. L., KLIMEŠ, J., PATZELT, Z., SANTILLÁN, N. Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru. *Landslides*, 2005, vol. 2, pp. 107-115.

VINCENT, C., RIBSTEIN, P., FAVIER, V., WAGNON, P., FRANCOU, B., LE MEUR, E., SIX, D. Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. *Comptes Rendus Geoscience*, 2005, vol. 337, pp. 97-106.

VINOGRADOV, J. B. *Glacial outburst floods and mud-floods*. Leningrad: Hydrometeorological publishing house, 1977, 155 pp. (in Russian)

WALDER, J. S., COSTA, J. E. Outburst floods from glacier-dammed lakes: The effect of mode of lake drainage on flood magnitude. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1996, vol. 21, no. 8, pp. 701-723.

WALDER, J. S., TRABANT, D. C., CUNICO, M., ANDERSON, S. P., ANDERSON, R. S., FOUNTAIN, A. G., MALM, A. Fault-dominated deformation in an ice dam during annual filling and drainage of a marginal lake. *Annals of Glaciology*, 2005, vol. 40, no. 1, pp. 174-178.

WANG, X., LIU, S., GUO, W., XU, J. Assessment and Simulation of Glacier Lake Outburst Floods for Longbasaba and Pida Lakes, China. *Mountain Research and Development*, 2008, vol. 28, n. 3-4, pp. 310-317.

WATANABE, T., IVES, J. D., HAMMOND, J. E. Rapid growth of a glacial lake in Khumbu Himal, Himalaya: prospects for a catastrophic flood. *Mountain Research and Development*, 1994, vol. 14, no. 4, pp. 329-340.

WATANABE, T., ROTHACHER, D. The 1994 Lugge Tsho glacial lake outburst flood, Bhutan Himalaya. *Mountain Research and Development*, 1996, vol. 16, no. 1, pp. 77-81.

WESSELS, R., KARGEL, J. KIEFFER, H. ASTER measurements of supraglacial lakes in the Mount Everest region of the Himalaya. *Annals of Glaciology*, 2002, vol. 34, pp. 399-407.

WIEDMER, M., MONTGOMERY, D. R., GILLESPIE, A. R., GREENBERG, H. Late Quaternary megafloods from Glacial Lake Atna, Southcentral Alaska, U.S.A. *Quaternary Research*, 2010, vol. 73, no. 3, pp. 413-424.

WORNI, R., STOFFEL, M., HUGGEL, C., VOLZ, C., CASTELLER, A., LUCKMAN, B. Analysis and dynamic modeling of a moraine failure and glacier lake outburst flood at Ventisquero Negro, Patagonian Andes (Argentina). *Journal of Hydrology*, 2012, vol. 444-445, pp. 134-145.

XIE, Z., SHANGGUAN, D., ZHANG, S., DING, Y., LIU, S. Index for hazard of Glacier Lake Outburst flood of Lake Merzbacher by satellite-based monitoring of lake area and ice cover. *Global and Planetary Change*, 2013, vol. 107, pp. 229-237.

YAMADA, T., SHARMA, C. K. Glacier Lakes and Outburst Floods in the Nepal Himalaya. In *Snow and Glacier Hydrology*. Proceedings of the Kathmandu Symposium, Nepal, 1992, pp. 319-330.

YAO, T., WANG, Y., LIU, S., PU, J., SHEN, Y., LU, A. Recent glacial retreat in High Asia in China and its impact on water resource in Northwest China. *Science in China. Series D: Earth Sciences*, 2004, vol. 47, no. 12, pp. 1065-1075.

YEROKHIN, S. A. Typology of mountain lakes and their characteristics. State Institute of Geology, Bishkek, 2002, 17 pp.

YEROKHIN, S. A. Study and monitoring of dam failure safety of high-mountain lakes in Kyrgyzstan. State Institute of Geology, Bishkek, 2003, 156 pp.

Elektronické zdroje:

LiDAR USA, 3D Documentation and Beyond [online] [cit.2014-02-20]. Dostupné z: <<http://www.lidarusa.com/accuracy.php>>.

Přílohy

Příloha 1

Lokality vysokohorských jezer na území Kyrgyzstánu zkoumané týmem KFGG PřF UK.

Kyrgyz Ala-Too

- Ala Arča
 - Ak-Say
 - Adygine
 - Testor
- Kegety
 - Koltor
 - At-Džajloo
- Čajiš
- Issyk-Ata
 - Ajak-Kol, Orto-Kol, Minžilki

Kungey Ala-Too

- Čok Tal

Terskey Ala-Too

- povodí ČongKyzylsu
 - Ajlama
 - Kara-Batkak
 - Savator
 - jezera v bočním údolí Keldik
 - jezera v údolí Ašutor
- Zyndan

Ak-Šjirak

- Petrova

Talas

- Džalpaktor 1, 2
- Čerkanak

Babaš-Ata

- Kutman-Kul

Alaj

- Tegermač

Rekognoskované lokality:

Kyrgyz Ala-Too

- údolí Sokuluk
- údolí Nooruz a Čirkanak
- jezera v údolí Alamedin

Kungey Ala-Too

- Tujuk-Tor
- Džašyl Kol
- Kol Kogur

Terskey Ala-Too

- jezera v průsmyku Barskaun

Příloha 2

Přesné hodnoty průměrných, maximálních a minimálních měsíčních průtoků.

| průměrné průtoky (měsíční) | | | | | | |
|----------------------------|--------|--------|----------|--------|-------|-------|
| | květen | červen | červenec | srpen | září | říjen |
| 2007 | / | / | / | / | 0,143 | / |
| 2008 | 0,085 | 0,347 | 0,583 | 0,328* | 0,063 | / |
| 2009 | / | 0,237 | 0,253 | 0,224 | 0,021 | 0,004 |
| 2010 | / | 0,199 | 0,377 | 0,397 | 0,095 | / |
| 2011 | 0,063 | 0,168 | 0,296 | 0,343* | 0,071 | / |
| 2012 | 0,040 | 0,198 | 0,381 | 0,620 | 0,130 | / |

| maximální průtoky (měsíční) | | | | | | |
|-----------------------------|--------|--------|----------|--------|-------|-------|
| | květen | červen | červenec | srpen | září | říjen |
| 2007 | / | / | / | / | 1,296 | / |
| 2008 | 0,341 | 1,570 | 3,656 | 1,639* | 1,296 | / |
| 2009 | / | 2,406 | 0,963 | 0,972 | 0,080 | 0,015 |
| 2010 | / | 1,262 | 1,365 | 2,167 | 0,972 | / |
| 2011 | 0,392 | 0,618 | 1,342 | 1,570* | 0,656 | / |
| 2012 | 0,287 | 0,591 | 1,683 | 2,940 | 1,950 | / |

| minimální průtoky (měsíční) | | | | | | |
|-----------------------------|--------|--------|----------|--------|-------|-------|
| | květen | červen | červenec | srpen | září | říjen |
| 2007 | / | / | / | / | 0 | 0 |
| 2008 | 0 | 0,096 | 0,119 | 0,084* | 0 | 0 |
| 2009 | 0 | 0 | 0,058 | 0,064 | 0 | 0 |
| 2010 | 0 | 0 | 0,111 | 0,070 | 0 | 0 |
| 2011 | 0 | 0,036 | 0,051 | 0,029* | 0 | 0 |
| 2012 | 0 | 0,047 | 0,120 | 0,140 | 0,006 | 0 |

* neúplná řada, chybějící data